DIE LANDSCHAFTSFORMEN DES LUGANERSEEGEBIETES

INAUGURALDISSERTATION

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung
der Philosophischen Fakultät
der Universität Basel

VON

HANS ANNAHEIM
IN BASEL

1 · 9 · 3 · 5

A. OELSCHLÄGER'SCHE BUCHDRUCKEREI, CALW

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Prof. Dr. F. Jaeger und Dr. P. Vosseler.

Basel, den 27. Februar 1934

Prof. Th. Niethammer
Dekan

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Separatabdruck aus:
„Geographische Abhandlungen" 3. Reihe, Heft 8

Meinen Eltern

in Dankbarkeit

gewidmet

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546702_0144

Vorwort

Die Voruntersuchungen für vorliegende Arbeit wurden im Jahre 1928 begonnen und nach mehrmonatigen Feldaufnahmen im Herbste 1929 beendigt. Das Manuskript wurde nach nochmaligen Kontrollgängen im Mai 1933 abgeschlossen. Die Niederschrift der Arbeit zog sich deswegen über Jahre dahin, weil einerseits die Verarbeitung der Fülle des Beobachtungsmaterials sehr zeitraubend war, anderseits dafür nur die kurzen Stunden außerhalb der Schularbeit zur Verfügung standen.

Ich kann nicht unterlassen, an dieser Stelle derer in Dankbarkeit zu gedenken, welche meine wissenschaftliche Tätigkeit durch Rat und Tat förderten. Dank gebührt Herrn Prof. Dr. Hugo Hassinger (Wien), der mich vor Jahren für die geographische Wissenschaft und die Probleme der Alpenmorphologie begeisterte. Meinem jetzigen Lehrer, Herrn Prof. Dr. Fritz Jaeger, und Herrn Privatdozent Dr. Paul Vosseler sei für ihr Interesse, welches sie dem Fortgange der Arbeit entgegenbrachten und für ihre Unterstützung, die sie mir wie auch Herr Prof. Dr. Max Reinhard in den praktischen Fragen der Drucklegung zuteil werden ließen, der herzlichste Dank ausgesprochen. Für wertvolle Literaturhinweise und Überlassung von Literatur bin ich den Herren Prof. Dr. August Buxtorf und Prof. Dr. Joos Cadisch zu Dank verpflichtet, sowie Herrn Prof. Dr. Norbert Krebs für die Aufnahme der Arbeit in die „Geographischen Abhandlungen", wodurch er sie einem größeren Leserkreis zugänglich machte.

Basel, im August 1934 Hans Annaheim

Inhaltsverzeichnis

Seite

I. Ziel der Untersuchung .. 11

II. Struktur und Skulptur .. 12

III. Die Eiszeit und die eiszeitlichen Ablagerungen .. 14

A. Die hocheiszeitliche Vergletscherung .. 14

1. Erforschungsgeschichte 2. Firnkämme 3. Obere Gletschergrenze 4. Risseiszeitliche Eishöhe im Gebirge 5. Die Lage der äußersten Endmoränen im südlichen Vorlande 6. Die vom Eise benützten Pforten des Luganese 7. Das luganesische Eisstromnetz 8. Das Gefälle der Gletscheroberfläche 9. Eismächtigkeit 10. Das eisfreie Gebirge 11. Risseiszeitliche Nunataker

B. Die diluvialen Aufschüttungen .. 29

C. Die Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung .. 31

IV. Untersuchung der Abtragsformen und Eintiefungseinheiten .. 35

A. Einzugsgebiet des Ur-Cassarate .. 36

1. Val di Colla .. 36

Die Wasserscheide — Die Abtragslandschaft — Die Eintiefungssysteme — Das Leitniveau (Arla-System, VIII) — Einige Systemreste der Nordseite — Einige Flächen der S-Seite über dem Arlasystem — Gestaltung des Talsohlenverlaufs — Zusammenhang der Leisten unter dem Arlasystem mit den Flachstrecken — Die Taltreppen der Seitentäler — Formsynthese, Grundsätzliches — Systemübersicht

2. Val Capriasca .. 61

Der Rückschneidungskoeffizient

3. Val Cassarate .. 63

Abstandstypik der Systeme — System-Überblick

4. Das Gebiet des Porlezza-Seearmes .. 64

a) Das nach Osteno entwässernde Einzugsgebiet (Valle Intelvi)

b) Das Val Solda

Die Bachtreppen

c) Verknüpfung der Systeme des V. d'Osteno und V. Solda mit denjenigen des Cassaratetales bei Lugano

5. Ur-Cassarate-Tal Lugano — Porto Ceresio — Arcisate .. 69

Die Mittelgebirgslandschaft des M. Piambello — Systemübersicht

B. Vedeggiogebiet .. 72

1. Das Val d'Isone und seine Quelltäler .. 72

Die Wasserscheide — Die fluviatile Stufung des Haupttalbodens

2. Die Vedeggiotalung vom Ceneri bis Ponte Tresa .. 73

Der Monte Ceneri — Die Mündungsstufe des V. d'Isone — Der Barro-Riegel — Der Kammrücken w des V. d'Agno — Methodisches zur Systemuntersuchung — Der Taltorso von Marchirolo — Die Terrassenbucht von Neggio-Pura

Seite

3. Das Val Magliasina 79
Lemakette — Die Systemgefällskurven der Seitentäler — Das System von Novaggio — Die Gefällsentwicklung der älteren Systeme (I) — Formcharakter — Die Magliasinaschlucht unterhalb Novaggio

4. Talbildungsphasen der Vedeggiotalung 84
Der Monte Caslano

5. Das Talgebiet der Tresa 85
Zusammenfassende Darlegung der Entwicklung des Tresagebietes — Quartäre Steilenwanderung

C. Das Seetal Brusimpiano-Morcote 88
Heims „Urquertal"

D. Das Valle Mara und die Talung Maroggia-Mendrisio 89
Die Talung von Capolago

E. Das Valle di Muggio 90
Die Eintiefungseinheiten — Das Dossi-System (3. Hochsystem) — Das Alter der Eintiefungseinheiten — Morphogenetischer Überblick

V. Parallelisation der Eintiefungseinheiten der verschiedenen Talräume 92

VI. Das Alter der Eintiefungseinheiten 95

1. Das spät-altpliocäne System 14 (Albonago-System) 95
Der mittelpliocäne Küstensaum — Die prämittelpliocäne Erosionsbasis

2. Das spät-pliocäne, präglaziale System 16 (Pura-System) 98
Methodisches — Beobachtungen glazialer Übertiefung im Luganerseegebiet — Weitere Beobachtungen — Der präglaziale Talboden bei andern Forschern

VII. Die jungtertiäre Formentwicklung des Luganerseegebietes 101

A. Die Eintiefungsentwicklung 101

1. Die Hochsysteme 1—3 101
Die altpliocäne Mittelgebirgslandschaft — Gleichzeitigkeit von Aufbau und Abtrag — System 3 — Verjüngung der Systemformen taleinwärts — Das Alter der Hochsysteme 1—3 — Gleichaltrige alpine Formgruppen

2. Die Systeme 4—6 (Arbostora-System) 105
Die Gipfelflur — Das Arbostora-System (6)

3. Die Systeme 7—10 (Barro-System) 109

4. Die Systeme 11—16 (Pura-System) 109
Mittelpliocäne Golfe — Jungpliocäne Systeme — Das spätpliocäne Pura-System — Steilenrückwanderung des Pura-Systems

B. Die präglaziale Landschaft 112

C. Die Hügellandschaft von Lugano 113
Das Problem des Talquerschnittes — Ursache der Erniedrigung im Hügelgebiet

D. Flußgeschichte 115
a) Bilanz der Flußverschiebungen — b) Beziehung zur Struktur — c) Die örtliche Verteilung der Ablenkungen — d) Die zeitliche Gebundenheit der Flußverlegungen

Seite

E. Die Gefällsentwicklung der Eintiefungseinheiten 118
Heutiges Flußgefälle und Systemgefälle

F. Formentwicklung und Vorlandsedimentation 120
Die miocänen Südalpen — Mittelpliocäne Korrelation — Diluvialer Abtrag — Übersicht

G. Ursächlichkeit der jungtertiären Formentwicklung 122

VIII. Eiszeitliche Formgestaltung 125

A. Betrag der diluvialen Taleintiefung 126

B. Die Talformen unter dem Pura-System 126

C. Die Entstehung des Luganersees 127
Aufstau durch Akkumulationen — Keine Alpenrücksenkung — Stufenmündungen — Die Orte maximaler diluvialer Taleintiefung — Steilen und Stufen — Glazialer Seitenschurf — Glaziale Einfächerung des Ur-Maratales — Diffluenzpässe — Graduelle Abstufung glazialer Wirkungen — Der Taltrog — Glazialerosion

D. Morphologische Wirkungen der Eiszeit im Gebiet der Firnkämme und im nicht vereisten Gebiete 137

E. Morphologische Wirkungen der Zwischeneiszeiten 138

IX. Morphogenetische Zusammenschau 139

Zitierte Literatur 144

Register 147

Beilagen: Karte der letzten hocheiszeitlichen Vergletscherung
Formanalytische Karte des Luganerseegebiets
Längsprofil V. di Colla-Lugano-Arcisate
Längsprofil V. d'Isone-V. d'Agno-Tresatal
Längsprofil V. di Colla
Bildtafeln I—VI

I. ZIEL DER UNTERSUCHUNG

Ist Geographie letztlich Länderkunde, findet sie ihr Ziel in der kausalchorologischen Zusammenschau der Objekte und Kräfte im Raume, welche sinnvolle, lebendige Landschaftssubjekte formen, so kann sie doch wie jede andere Wissenschaft der zergliedernden, mühevollen und bescheidenen Vor- und Teilarbeit nicht entraten; eine solche will die vorliegende Arbeit leisten für das Luganerseegebiet, dessen prachtvolle Formenwelt bis heute keine eingehende Erforschung erfahren hat[1].

Die Hauptfrage jeder morphogenetischen Untersuchung ist diejenige nach der Art der die Landschaft formenden Kräfte und ihrer örtlichen Anordnung und Ausprägung. Die beiden Hauptgruppen derartiger Kräfte sind in ehemals vergletscherten Gebieten das Wasser und das Eis. Es erhebt sich die alte Streitfrage nach der Abgrenzung von Wirkungsweise und Einflußbereich dieser beiden Hauptformbildner. An die Lösung dieser brennenden Frage der Alpenmorphologie gelangt man, solange eindeutige Tatsachen über die Beträge glazialer Erosion unter heutigen Gletschern ausstehen, am nächsten heran, wenn es gelingt, die voreiszeitlichen von den eiszeitlichen, vermutlich wenigstens teilweise glazialen Formgestaltungen zu sondern. Die Frage nach den formgebenden Kräften läuft demnach hinaus in die Frage der zeitlichen Entwicklung der zu untersuchenden Alpenlandschaft. In weit höherm Maße als in einem andern Teile des schweizerischen Alpenlandes ist im Luganerseegebiet die Möglichkeit zur Altersbestimmung alter Talböden gegeben, finden sich doch vor der Ausmündung der luganesischen Täler in nächster Nähe des Alpenrandes pliocäne marine Sedimente (Balerna, Folla d'Induno bei Varese).

Es war das Bestreben des Verfassers, sich dem unmittelbaren *Zwange der Beobachtungen* einzufügen und die Beobachtungen selbst sprechen zu lassen. Mehr denn je tun solche not; nur sie führen in letzte wissenschaftliche Entscheidungen hinein. Deshalb wurde von einer weitergehenden spekulativen Behandlung mancher Probleme (z. B. Glazialerosion) abgesehen und auch von weitreichenden Verallgemeinerungen Abstand genommen, da heute die Zeit dazu infolge der Problematisierung altgehegter Ansichten in weitere Ferne denn je gerückt ist.

Das Untersuchungsgebiet deckt sich weder mit dem schweizerischen Sottoceneri noch mit dem vollen Umfange der Luganeralpen. Alle Täler, welche zum fluviatilen Bereiche des Luganersees gehören, wurden der Untersuchung unterzogen mit Ausnahme des Val Porlezza; zudem mußten die direkt zur Po-Ebene entwässernden Täler des Gaggiolo und der Breggia,

---

[1] Vgl. die Arbeiten von Taramelli (*92*), Penck (*62*), Heim (*29*), Brunner (*13*), Früh (*24*), welche Bemerkungen zur Morphologie des Gebietes enthalten.
Topographische Karten: Siegfriedblätter 1 : 50 000 Überdruck Lugano e dintorni.
Siegfriedblätter 1 : 25 000 für den Großteil des Gebietes.
Tavolette Carta d'Italia 1 : 25 000.

welche gute randalpine Verflachungen in unmittelbarer Nähe des marinen Pliocäns aufweisen, berücksichtigt werden.

II. STRUKTUR UND SKULPTUR

Während den n Teil des Gebietes kristalline Schiefer aufbauen, werden die s Landschaften durch jüngere Gesteine (permische Porphyre, Triasdolomite und -Kalke, jurassische Kieselkalke usw.) südalpiner Fazies gebildet[1]. Deckenüberfaltungen fehlen; die tektonisch zu den Dinariden gerechneten Luganer-Kalkalpen sind ein Bruchfaltengebirge (Stille). Der südalpine tektonische Paroxysmus vollzog sich im Miocän; die Hauptbewegung der dinaridischen Phase, die offenbar nicht erst spätpliocän (Heim), sondern noch miocäen (vgl. R. Staub, Machatschek *50*, W. Schmidt, Cadisch, namentlich Argand) war, schloß mit der endgültigen Anpressung und Faltung der Dinaridenscholle.

Nach der abgeschlossenen miocänen Tektogenese der Luganeralpen und des n davon liegenden Wurzelgebietes wird im Pliocän und der Folgezeit die Herausarbeitung der gegenwärtigen Landschaft durch die unablässige Arbeit der abtragenden Kräfte und weiträumige Krustenbewegungen bewirkt. Es setzt nun ein der Teil der großartigen alpinen Erosionsgeschichte, welcher durch morphologische Untersuchung enträtselt werden kann.

Die Tallandschaft der Luganeralpen spiegelt nicht den tektonischen Bau des Gebirges wieder; die bedeutendste Strukturlinie unseres Gebietes, die Verwerfung von Lugano, tritt im Landschaftsbilde nicht als solche hervor; ja, die Abtragskräfte haben so sehr in die tektonischen Verhältnisse eingegriffen, daß diese im größten Gegensatze zur heutigen Reliefgestaltung stehen.

Die tektonisch tief liegende Ostseite der Verwerfung ist ein hohes Bergland, dessen Kulmination, der M. Generoso, die höchste Erhebung in der Umgebung des Sees bildet; die tektonisch um 1000 m höher liegende westliche Scholle dagegen bleibt mit ihrem höchsten Gipfel, dem M. S. Giorgio, noch 600 m unter dem M. Generoso zurück. Der Abtrag ist im W über 1000 m mächtiger als im O. Dem bedeutendsten Abtrag war der nördliche, kristalline Teil der Luganeralpen unterworfen; im Cenerigebiet, wo die kristallinen Schiefer der oberostalpinen Zone steil nach oben in die Luft ausstreichen, geht er ohne Zweifel in die Tausende von Metern (vgl. Heim, *29* II, p. 805).

Anordnung von Berg und Tal sind heute im großen unabhängig vom Bau des Gebirges. Der Luganersee greift aus dem gehobenen Westteil des Gebirges in den tektonisch tiefer liegenden über. Die Verwerfungslinie von Lugano ist nicht durch ein großes Quertal gekennzeichnet. Die Diskrepanz von Bruchlinie und Seetalung Lugano-Melide zeigt, daß diese unabhängig vom Bruche entstanden ist und eine andere Richtung als dieser nahm, eine Vermutung, welche durch morphologische Beobachtungen bestätigt werden

[1] Zur Geologie vgl. Heim *28*, *29*, Taramelli, Frauenfelder, Kelterborn, Senn, Leuzinger.

wird. Das „Quertal Lugano-Mendrisio" war nie ein durchgehender fluviatiler Talweg, wie Heim (*29* II, p. 847) und Frauenfelder (p. 340) annehmen möchten, sondern besteht aus zwei geschiedenen Abschnitten, dem Seetale Lugano-Melide, welches sich nach SO stets mehr von der Bruchlinie entfernt, und dem Ur-Maratale Arogno-Mendrisio, das offenbar in seiner ersten Anlage durch die Verwerfungslinie mitbestimmt worden ist. Die Unabhängigkeit des Tales Lugano-Melide von dem Gefüge zeigt sich auch in dessen Fortsetzung über Porto Ceresio bis zum Alpenrande.

Das zweite Ur-Quertal, Ceneri-Agno-Marchirolo-V. Cuvio, verläuft parallel zum ersten ebenfalls ohne erkennbare Abhängigkeit zum Gebirgsbau. Es ergeben sich also zwei große, im Norden N-S, im Süden NO-SW streichende, einander parallele Muldenzüge, welche die Oberfläche der aufsteigenden Scholle w des Luganerbruches kennzeichnen mußten. In ihnen verliefen die ersten großen Abflußrinnen der Gewässer während des Aufstaus der Luganeralpen. Das weitere Einschneiden vollzog sich unabhängig von dem Bau der tiefer liegenden Gesteinsschichten; längst verschwundene, ca. 2000 m höher liegende tektonische Lage-Ursachen haben sich bei der weitern Eintiefung der Tallinien in eine der ursprünglichen Gebirgsoberfläche fremde Baustruktur epigenetisch vererbt. Die weitgehende Unabhängigkeit dieser großen Quertäler ist ebensosehr Ausdruck des hohen, oligo-miocänen Alters der Täler wie der seitherigen beträchtlichen Gebirgserniedrigung durch die nivellierenden Kräfte des Abtrages. Auch das V. Magliasina und das Ur-Maratal Arogno-Mendrisio sind uralte, in bezug auf die Tektogenese antezedente Talanlagen.

Es ist wahrscheinlich kein Zufall, daß diese antezedenten Hauptquertäler gerade in der stark aufsteigenden Scholle w des Luganerbruches angelegt worden sind, während die zurückbleibende Scholle zwischen dem Bruch und dem Comersee kein bedeutendes Quertal aufweist. In der stark aufgepreßten w Scholle griff die Erosion und Talbildung zuerst in unserm Gebiete mächtig ein und schuf hier die Anlage eines primären Flußnetzes. An dieses wurde später das erosiv ansehnlich jüngere und daher weit schwächere Gebiet der ö Scholle über das Längstalstück von Lugano-Porlezza angeschlossen.

Der Parallelismus der alten Talanlagen läßt sich auch weiterhin feststellen; das V. Magliasina zeigt ihn bis Novaggio; der Langensee beschreibt den erwähnten charakteristischen Bogen von Ascona bis Pallanza; der Comersee von Menaggio bis Como zeigt genau gleiches! Alle diese Hauptfurchen stehen am Alpenrand senkrecht zur Küstenlinie während der Molasse-Ablagerung. Diese Gesetzmäßigkeit weist auf eine gemeinsame Ursache derselben hin; diese kann nur in einer alten, vor-hauptparoxysmalen Gebirgsabdachung erblickt werden, welche sich gleichmäßig nach SW absenkte.

Im einzelnen hat sich im Laufe der Entwicklung die Erosion an die Unterschiede des Untergrundes gehalten und Vorteile, die sich ihr dadurch boten, auszunutzen verstanden. Val d'Isone und Val di Colla verlaufen im Streichen der kristallinen Schiefer; das Val Porlezza und das Tal der Tresa haben sich ebenfalls dem Schichtstreichen folgend eingegraben. Das Val di Figino

verläuft einem Bruche entlang; das Tal des Trallo (V. Mugera) bezeichnet die Versenkungslinie der Salvatoremulde gegen das Porphyrgebiet.

In den Bergformen des Luganese prägt sich mehr als die Struktur die Art des sie bildenden Gesteins aus; darüber hinaus stehen sie aber in engstem Zusammenhange mit der Gestalt der Altlandschaften, deren Teile sie waren, und mit der Art der Taleintiefung, welche die Hangböschungen schuf. Markante Bergformen treten uns nur in der Nähe der am stärksten eingetieften Täler entgegen. Hier fallen die steilen Dolomitklötze des M. S. Salvatore und des V. Solda gegenüber den rundlichen, bewaldeten Porphyrbergen des M. Arbostora und M. Piambello auf; hier imponieren die wild und zerrissen aufsteigenden Zähne und Türme der Denti della Vecchia neben den gemäßigten Pyramiden- oder Kuppenformen der Schieferberge des V. di Colla oder den gleichmäßig geböschten Liashängen des M. Boglia oder des M. Caprino.

Die Gesteine waren der Formerhaltung im allgemeinen günstig, wodurch die Möglichkeit der morphogenetischen Untersuchung gegeben ist.

III. DIE EISZEIT UND DIE EISZEITLICHEN ABLAGERUNGEN

Während eingehende morphologische Untersuchungen über irgend einen Abschnitt des Luganerseegebietes bis heute fehlten, befaßt sich eine bemerkenswerte Literatur mit der Frage der Vergletscherung der padanischen Alpenabdachung im allgemeinen und der insubrischen Vereisung im speziellen. An Hand des bisher Erkundeten kann ein hinlänglich genaues und durch Tatsachen gestütztes Bild der eiszeitlichen Verhältnisse der Luganeralpen entworfen werden. Doch war es möglich, das bisher Bekannte durch weitere Beobachtungen zu bereichern und gewisse Zusammenhänge vielleicht klarer als bisher herauszuarbeiten.

A. Die hocheiszeitliche Vergletscherung

1. Erforschungsgeschichte

Nachdem Lavizzari 1859 schon einige erratische Bildungen im Luganese beschrieben hatte, erschienen 1861 die beiden ausführlichen Arbeiten von de Mortillet und G. Omboni. Die dem Aufsatz von Mortillet beigefügte Karte gibt die Ausdehnung der Gletscherzungen im Alpenvorland gut wieder, zeigt aber für das Alpenland noch ein unvollkommenes Bild. Einen wesentlichen Fortschritt stellt die vorzügliche Darstellung von Omboni dar. Die glazialen Ablagerungen im Luganese haben durch Taramellis Beitrag zur geologischen Karte der Schweiz eingehendere Würdigung erfahren (1880).

Eine eingehende Zusammenfassung der erratischen Erscheinungen unseres Gebietes gibt das Werk „Die Alpen im Eiszeitalter", in welchem Penck die insubrischen Gletscher bespricht (1909). Auf dieser Arbeit fußt die Karte

der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen von Roman Frei (1912) für das insubrische Gebiet.

Schon vor Penck und seither sind beiläufige Beobachtungen zur Eiszeitgeschichte unseres Gebietes von geologischer Seite gemacht worden; solche Beobachtungen veröffentlichten Repossi, Bistram, Salomon, Frauenfelder, Kelterborn, Senn, Leuzinger. Standen Penck für seine Bestimmung der obern erratischen Grenze in der Gegend des Luganersees nur wenige Beobachtungen zur Verfügung, so gibt die Zusammenstellung der höchsten Funde erratischen Materials heute um die 50 Einzelbeobachtungen.

2. Firnkämme

Schon Penck (*62*, p. 822) betont, daß kein Gipfel des niedern Berglandes, welches sich zwischen den insubrischen Seen in die Alpen einbuchtet, Karlingform trägt. Auch die höchsten Erhebungen, der M. Camoghè (2232), der M. Tamaro (1966) und der M. Garzirola sind frei von Karen; es sind rundliche Formen aufweisende Berggestalten, deren gleichmäßig abfallende Flanken durch steile Talkerben angesägt sind. Die eiszeitliche Schneegrenze darf jedenfalls im Luganese nicht tief unter den höchsten Kammerhebungen angesetzt werden; im Piemont konnte Penck (*62*, p. 772 f.) die glaziale Schneegrenze am Saume des Gebirges zu ca. 16—1700 m bestimmen; Lautensachs Beobachtungen (p. 30) über die Vereisung des Centovalli weisen darauf hin, daß sie hier über 1500 m gelegen haben muß. Aus all diesen Beobachtungen darf auf eine eiszeitliche Schneegrenzlage von ca. 1600 bis 1700 m auch im Luganese geschlossen werden (Depression gegenüber heutiger Schneegrenze: 1200 m; Würmeiszeit!).

Aus dieser Schneegrenzlage und den morphologischen Beobachtungen (Karmangel) geht hervor, daß die nur ausnahmsweise über 2000 m hinaufreichende Bergumrahmung des Luganersees nirgends eine wesentliche Eigenvergletscherung besaß, welche an die luganesische Vergletscherung Zuflüsse abgeben konnte. Die höchsten Kammabschnitte über der Schneegrenze waren mit ewigem Schnee bedeckt (Karte 1).

Die Vereisungskarte zeigt die Ausdehnung dieser Firndecke bei Annahme einer Schneegrenze von ca. 1650 m während der sommerlichen Jahreszeit. Ausgedehntere Firnbedeckung wies nur der M. Garzirola auf und der von ihm ausgehende, altgeformte Kammrücken des M. Bregagno, dessen sanfte Kammwellung durch die einheitliche weiße Firneinmantelung noch weit harmonischer als heute gewirkt haben muß. Nur im N des M. Garzirola, des M. Camoghè und in der Umrahmung des Valle Morobbia haben diese Firnfelder wahrscheinlich auch im Sommer bis zur hier in die Nähe der Schneegrenze hinaufreichenden Oberfläche des Tessingletschers gereicht, während sonst überall ein mehr oder weniger breiter Streifen ausgeaperten dunklen Gehänges die Firnkämme von den die Täler erfüllenden Eisströmen getrennt haben muß. Im Winter dagegen überzog eintöniges Weiß das ganze Gebirge.

3. Obere Gletschergrenze

Die Eismassen, welche die bis in ansehnliche Höhe hinaufreichenden Moränenmassen abgelagert haben, sind nicht von den luganesischen Bergen herabgestiegen, sondern von außen her durch Lücken der Bergumrahmung eingedrungen, übergeflossen aus den hoch mit mächtigen Gletscherströmen erfüllten, bis ins Herz der Alpenkette zurückgreifenden, bedeutenden Hauptquertälern des Tessins und der Adda. Die Vereisung des Luganese ist nicht Eigen-, sondern Fremdvergletscherung.

Die Feststellung der obern Gletschergrenze durch die Schliffgrenze kommt für das Luganese nicht in Betracht, da hier der inneralpinen Tälern so charakteristische Gegensatz der untern, vom Gletscher geschliffenen, weicher geformten Talflanken und der über der obern Gletschergrenze aufsteigenden, steilwandigen, splittrigen, verwitterten Berghänge und Gipfel fehlt. Gerade in den höhern Regionen des Luganer Berglandes dehnen sich die sanft geformten, wellenden Kammrücken, welche erst zu den Taltiefen hin eine fortgesetzte Versteilung erfahren. Ein dichtes Vegetationskleid überzieht außerdem mit wenigen Ausnahmen den Felsuntergrund bis in die höchsten Regionen, so daß Felsschliffe meistens der Beobachtung entzogen sind.

Zwei große Pforten öffnen sich gegen die Tessinfurche: Im N die Paßlücke des M. Ceneri, im W die tief eingefressene Rinne des Tresatales. Von der Höhe des Tessingletschers an diesen Stellen und des Addagletschers bei Menaggio, wo der nur 380 m hohe Sattel von Porlezza eine weite Verbindung gegen die Comerseetalung herstellt, hing infolgedessen die Höhe der Eisüberflutung der luganesischen Täler ab.

Penck (*62*) setzt die obere Eisgrenze in der Gegend zwischen Bellinzona und Locarno kaum tiefer als 1600 m an (p. 781), während Lautensach sie bei 1500 m (1450 über der Paßhöhe des M. Ceneri) annimmt (p. 20 ff.). Die ganze Kammeinsattelung zwischen M. Camoghè und M. Tamaro zeigt an zahlreichen Kleinformen und Felshöckern glaziale Zuformung durch Gletscherschliff, wie sie in unserm Gebiet nur noch auf der Gola di Lago in so auffallender Weise beobachtet werden kann. Weite Flächen weisen die für manche von Gletschern einst überflossene Gebiete typische Felsblankheit auf. Die Schliffe zeigen aufs schönste den Eisüberfluß nach S (Lautensach, p. 21). Überall fällt in den Senken des Medegliakammes Moränenverkleisterung auf. Die maximale erratische Höhe im Bereiche des Ceneri ist der Gipfel der Cima di Medeglia (1264); am rechten Hang des Tessintales über der Pian di Magadino konnte die obere Eisgrenze aber mit Sicherheit in 1500 m beobachtet werden (Lautensach, p. 22). Am S-Hang des M. Caval Drossa wurde Erratikum bis ca. 1300 m festgestellt. Schon Taramelli führte 1880 aus, daß der Paß der Gola di Lago in gegen 1000 m Höhe eisüberströmt war. Dieser weite Sattel ist eine typische Glaziallandschaft. Prächtige Rundhöcker mit nach S weisenden Schliffen erheben ihre Buckel zwischen versumpften, moränenverkleisterten Moorflächen. Dagegen zeigt der Sattel zwischen M. Caval Drossa und M. Bar (1569) keine Anzeichen eines Eisüberflusses.

Am N-Sporn des M. Bar reicht die Rundhöckerung bis ca. 1400 m; am M. Caval Drossa treten bis etwas über die A. Davrosio (1249) felsblank geschliffene Hangteile auf.

Erratische Funde:

Cenerigebiet (Lautensach, p. 21 f.)
Mti di Stabiasso 1000
Mattro (1203) nw Isone
Cima di Medeglia (1263)
1100 bei P. 1128 nw Soresina
M. Bigorio-M. Bar-Kamm (Verf.)
S-Hang M. Caval Drossa ca. 1300
1290 über P. 1185 nw Albumo (V. di Colla) —
1000 bei Insone (Grundmoräne)
Gola di Lago, Cap di Lago 1050 ca. (Taramelli *90*)
Mti di Breno n Taverne 960
nicht: Alle Gette 1569 wsw M. Bar

Bei Luino besaß die Oberfläche des Tessingletschers eine Höhe von ca. 1100 m, wie die erratischen Blöcke auf dem Pian della Nave (1059) und das Fehlen von Erratikum auf dem M. Nudo (1235) beweisen (Taramelli *91*, van Houten). Kelterborn findet am SW-Hang des Moncucco im s Malcantone Erratikum bis 1050 m; der Gipfel des M. Marzio (878) s Ponte Tresa ist noch damit bedeckt, Moränenfetzen reichen am N-Kamm des M. Piambello bis etwas über 900 m hinauf.

Am Wege von Montegrino nach Biviglione sind bei C. Mirabello prachtvolle Schliffe abgedeckt; quer zum Streichen der kristallinen Schiefer verlaufen Kritze und wellige Schliffe gegen SO hangaufwärts und zeigen damit die Abbiegung des Tessineisastes gegen das Val Travaglia und Tresatal an. Im Tobel w Biviglione konnte in 330 m eine gestauchte Grundmoränenmasse beobachtet werden, welche durch Eisdruck von SW her gegen das aus Kristallin bestehende Gehänge aufgepreßt wurde.

Am Wege von Biviglione nach Cremenaga ist eine aus blättrigen Tonschichten bestehende Moränenmasse durch Druck aus W in senkrechte Stellung aufgepreßt worden. Ob es sich bei diesen erratischen Massen um die Ablagerungen einer frühern Eiszeit handelt, konnte nicht festgestellt werden. Van Houten schildert ähnliche Stauchungen lacustro-glazialer Ablagerungen im Tale des Torrente Giovanni sö Germignaga (p. 26), welche im Verein mit unsern Beobachtungen die Intensität des Eisschubes an diesen Diffluenzspornen beweisen (vgl. auch Pfister, p. 71).

Bei Casa Berini (ö Luino) tragen einige Felsrundhöcker deutliche, W-O gerichtete Schliff-Streifung.

Erratische Funde:

Tresatal-Val Mugera-Gebiet
Gipfel M. Pian della Nave 1059, nicht M. Nudo 1235 (Taramelli, *91*, p. 314)
M. della Colonna 1203, M. S. Martino 1087, M. Nudo 1235, M. Sasso del Ferro 1062: an N-Hängen bis ca. 800 m, die Gipfel eisfrei (van Houten, p. 124)
Forcorella sw Marzio 770 (Moräne, Verf.)
N-Kamm M. Piambello: oberste Erratika 1020 (Riß?)
oberste Moränen 920 (Verf.)

Lemakette, gegen das V. Magliasina (Kelterborn, p. 134)
M. Torri 1110
Alpetti della Streccia 1080
SW-Hang Moncucco 1050

Nach Wilmers Untersuchungen über den Addagletscher befand sich dessen Oberfläche bei Menaggio in 1350—1400 m Höhe[1], eine Beobachtung, welche durch mehrere Forscher vor und nach Wilmer an Hand der erratischen Ablagerungen an der Cima la Grona, am M. di Tremezzo und am N-Hang des M. Galbiga gemacht wurde. Ein gegen 1000 m mächtiger Gletscherarm des Addaeises hat demnach den Sattel ö von Porlezza in Westrichtung überflossen. Moränen im V. Solda und im V. Cavargna weisen auf eine ähnliche Gletscherhöhe hin, ebenso erratische Geschiebe bei Lanzo d'Intelvi, über welche Lücke eine Eisverbindung mit dem Comogletscher bestanden haben muß.

Erratische Funde:

Seetal von Porlezza und Val Solda
M. di Tremezzo 1250 (Wilmer, p. 82)
Cima la Grona 1300 (Repossi, p. 165, Taramelli *92*, p. 89)
Cima la Grona, oberh. Aquasesia 1100, Blockkolonie 1400 (Wilmer, p. 82)
V. Cavargna 1500 (Bistram, p. 75) (Riß ?)
N-Hang M. Calbiga 1300 (Repossi, p. 165)
Seghebbia 1200 (Bistram, p. 75)
Passo Stretto nö Puria 1101 (Bistram, p. 74)
(Forcola 1197, ö A. Pessina 1280)[2]
M. Caslè 1050 (nö Lanzo, Verf.)

Val d'Intelvi
Val d'Intelvi 900 ca. (Repossi, in Taramelli *92*, p. 93)
A. di Orimento, gegen 1000 (Taramelli *92*, p. 89)
Val d'Intelvi 1050 (Monticello 997) (Repossi *71*, p. 165)
Oberh. Lanzo 1050 (Baltzer *4*, p. 85)

Penck hat durch erratische Geschiebe auf dem Gipfel des M. S. Salvatore nachgewiesen, daß dieser Berg hocheiszeitlich vollständig vom Eis bedeckt gewesen sein mußte; seither gemachte Beobachtungen weisen übereinstimmend auf eine Höhenlage der innerluganesischen Eisdecke in ca. 1100 bis 1000 m hin.

Erratische Funde aus der weitern Umgebung von Lugano:
Unter Sasso rosso s M. Boglia 11—1200 (Salomon *75*, p. 812) (Riß ?)
Porta dei Busi s M. Boglia 1200 (Bistram, p. 74)
Porta dei Busi 1000 (Moränendecke) (Verf.)
Pian da Scagno 1180 (Bistram, p. 74)[3]
Unter A. Boglia 1100 (Salomon *75*, p. 812)
N-Flanke des M. Caprino etwas über 1000 (Lavizzari)

---

[1] Der S-Hang der Cima la Grona zeigt unter einem splittrigen obern Hangabschnitt in 1400 m glatte geschliffene Wände. Daraus geht hervor, daß das Erratikum eng an die obere Gletschergrenze heranreicht (vgl. Penck, *62*, p. 104: Bei Innsbruck bleiben die erratischen Blöcke 100 m unter der Schliffgrenze).

[2] Bistram benennt diese beiden Lücken nicht näher („Pässe im O des V. Solda").

[3] Bei Bistram geht diese Fundstelle unter dem ungenauen Namen der ital. Karte (Paß Biscagno).

S. Salvatore 915 (Penck *62*, p. 783)
Sighignolagebiet (Frauenfelder, p. 340)
Alpe di Trevino 1011
Alpetto 974
Alpe Piasaccio 962
Cervello sw Manno 977 (Verf.)

Wie die erratischen Spuren zeigen, senkte sich die Eisdecke in den beiden Tälern von Capolago und Porto Ceresio, welche dem Großteil der innerluganesischen Eismasse als Abflußkanäle gegen das Alpenvorland hin dienten, rasch gegen den Gebirgsrand. Auf der A. di Melano (920) finden sich noch erratische Gesteine, während sie bei Mendrisio nur noch in 600 bis 700 m hinaufgehen.

Erratische Funde im Tal von Capolago und bei Mendrisio:
A. di Melano 920 (Repossi *71*, p. 165; Frauenfelder, p. 340)
Ob Somazzo bei Mendrisio 700 (Frauenfelder, p. 340)
600 (Heim *29*)
Bei Mendrisio 600 (Repossi *71*, p. 165)
500 (Repossi bei Taramelli *92*, p. 93)
Morbio Sup. 600 (Repossi *71*, p. 165; Heim *28* Profile)
Südhang M. Bisbino 800 (Wilmer, p. 82)
Campagna di Meride 600 (Frauenfelder, p. 339)

Über Serpiano findet sich Erratikum in 900 m. Es sinkt südwärts beträchtlich; am M. S. Elia liegt es noch in 650 m und bedeckt den M. Useria (555).

Erratische Funde in der Talung Melide-Arcisate:
Über Serpiano 900 (Frauenfelder, p. 340)
N-Hänge des M. Pravello, M. Minsfredd, Poncione di Ganna ca. 800 (Senn, p. 610)
ö M. Grumello 600 Grundmor. (Verf.)
Tedesco 800 (Taramelli *92*, p. 89), 730 (Verf.)
M. S. Elia 650 ca. (Senn, p. 610)
M. Useria 555 (Senn, p. 610)
Südhang M. Chiusarella 600/650 (Senn, p. 610)
eisfreie Gipfel: M. S. Giorgio, M. Pravello, M. Orsa, M. Piambello, Ponc. di Ganna, M. Minisfredd, M. Monarco, M. Martica, M. Chiusarella (Senn, p. 610).

4. Rißeiszeitliche Eishöhe im Gebirge

Die gute Erhaltung mancher der obersten Moränenfunde, namentlich ihre häufig geschilderte Frische der Geschiebekomponenten, ist ein Hinweis darauf, daß sie vorwiegend der letzten Eiszeit angehören werden. Auch die Übereinstimmung in der Höhenlage, namentlich im Becken von Lugano, mag zeigen, daß die erratischen Höhen im großen ganzen einem einheitlichen Gletscherstande zuzuschreiben sind und nicht von zwei Vergletscherungen herstammen. Auf die Scheidung jüngerer und älterer höchster Erratika hingehende Beobachtungen sind in unserm Gebiet bis heute nicht vorgenommen worden. Einzelne wenige Angaben gehen aber so offensichtlich über einen Durchschnitt der höchsten erratischen Funde hinaus, daß sie als Reste ältern, rißeiszeitlichen erratischen Materials gedeutet werden müssen.

Bistram findet bei Porta dei Busi in 1200 m, Salomon (*76*) ö davon unter dem Sasso rosso in 11—1200 m erratische Geschiebe, während aus den übrigen Funden eine Gletscherhöhe von ca. 1100—1150 m an dieser Stelle hervorgeht; die erwähnten Geschiebe dürften deshalb Ablagerungen der größten Eiszeit sein[4]. In ca. 1000 m befindet sich an dieser Stelle eine intensive Verbauung jungerratischen Materials.

Mir selbst ist am Nordkamm des M. Piambello aufgefallen, daß die frisch aussehenden Moränenfetzen bis ca. 920 m hinauf gehen; bis etwas über 1000 m konnten nur einzelne, stärker verwitterte erratische Geschiebe gefunden werden; diese oberste erratische Grenze dürfte der Rißeiszeit entsprechen, während die obere Grenze der frischen Moränenlappen der Würmeiszeit angehört.

Taramelli (*91*, p. 310) hat im Gebiete des Langensees beobachtet, daß die erratischen Blöcke höher reichen als die zusammenhängenden Moränen und auf die Möglichkeit ihrer Zugehörigkeit zu zwei verschiedenen Vergletscherungen hingewiesen. Am Iseo- und Gardasee hat Penck (*62*, p. 828, 867 ff.) über den würmeiszeitlichen Ufermoränen noch älteres Erratikum nachgewiesen und konnte an Hand von Ufermoränen eine höhere, ältere Vereisungsgrenze auf weitere Strecken festlegen. Wilmer geht nicht auf die Frage der Trennung von riß- und würmeiszeitlichen oberer Gletschergrenze ein. Im Anschluß an den Altmoränenkranz s des Comersees zeichnet er aber auf seinem Gletscherprofil eine mutmaßliche Rißeisoberfläche ein, welche rund 100—150 m über der Würmgletscheroberfläche liegt. Danach zählt er z. B. das höchste Erratikum bei Brunate (800) zur Riß-, den höchsten Moränenlappen in dieser Gegend (740) zur Würmeiszeit (p. 83).

Die erwähnten einzelnen, höchsten erratischen Funde liegen ca. 50 bis 100 m über der Würmeisoberfläche, was der von Wilmer angenommenen Höhendifferenz zwischen Riß- und Würmeishöhe beim Comogletscher am Alpenrande entspricht, so daß durch diese Übereinstimmung unsere Ansicht über das Rißalter derselben eine weitere Stütze erfährt[5].

5. Die Lage der äußersten Endmoränen im südlichen Vorlande

Durch die Arbeiten von de Mortillet, Omboni, Sacco, Wilmer und Penck sind die Endmoränenzüge des Alpenvorlandes hinreichend untersucht worden. Eine neuere, detaillierte Untersuchung dieses Gebietes ist, so wünschenswert sie wäre, nicht vorgenommen worden. Die vorliegende Arbeit erstreckt sich nicht mehr auf die Endmoränengebiete des Alpenrandes, weshalb hier unter Hinweis auf die zitierten Autoren nur der Verlauf der wichtigsten Endmoränenzüge skizziert sei.

---

[4] Im V. Cavargna findet Bistram „frische Moräne" bis 1500 m hinauf, während nach Wilmer und unserer Annahme die Würm-Eisoberfläche hier zu ca. 1300 m angesetzt werden muß.

[5] Über die Bedeutung dieser Tatsache zur Frage des Wesens der Eiszeit vgl. Penck, *62*, p. 1140 ff.

Wenn auch die insubrischen Moränenzüge nicht die Größe der mächtigsten Moränen der Alpen, der Serra bei Ivrea oder der Moränengürtel des Gardasees, besitzen, so umgürten sie doch in mächtigen Bögen den Ausgang der größeren Alpentäler. Da die Endmoränen der größten und der letzten Vergletscherung im Gegensatz zur nordalpinen Vereisung nicht weit voneinander entfernt liegen, ja sich stellenweise überdecken, sind hier großartige Moränenlandschaften entstanden. Sacco und Taramelli (*92*, Karte bei p. 118) bringen die Moränenamphitheater auf ihren Karten als einheitliche Gebilde zur Darstellung. Die Grenze der Altmoränen kann im s. Alpenvorlande bis ins einzelne genau festgelegt werden, da sie hier von allem Anfange an wahrscheinlich relifiertere Wälle darstellten als im N der Alpen, deshalb auch trotz Verwaschung noch deutlich beobachtet werden können. Wilmer und Penck ist es gelungen, innerhalb dieser gewaltigen Moränengebiete die Alt- und Jungmoränen zu trennen und den Verlauf der Jungendmoränenzüge zu bestimmen. Die Formerhaltung und der Grad der Verwitterung dienten als Unterscheidungsmerkmale.

Die äußersten Jungendmoränen

„Im verbanischen Amphitheater gehören die Moränen, die sich in großem Bogen von Varese über Somma Lombarda, s Borgo Ticino vorbei gegen Gattico ziehen, zu den typischen Jungendmoränen mit frischem Material und frischen Formen; ihnen liegen im SO tiefgründig verwitterte Altmoränen vor“ (Penck, *62*, p. 785). Die Endmoränen der Gletscherzunge von Arcisate umgürten in weitem Bogen den Ausgang des Tales von Porto Ceresio, der bei Arcisate einsetzt und über Induno und n Malnate in die Gegend von Clivio schwingt. Ein neuer Endmoränenkranz beginnt s Clivio, umschließt in engem Bogen das Zungenbecken von Stabio, welches den Gletscher von Capolago barg, über Bella Cima sw Stabio (nach Senn) nach Prella, um von hier in s Richtung nach Uggiate, Lurate, Cassina Rizzardi[6] zu ziehen, von wo er sich in weitem Bogen über Vertemate, Cantù und Montorfano gegen den Berghang von Brunate zu schwingt; er umspannt hier den Eisfächer des Comogletschers.

Im Bereiche vom verbanischen bis zum larischen Moränenamphitheater lassen sich demnach 4 würmeiszeitliche Gletscherzungen unterscheiden:

1. die verbanische Gletscherzunge
2. die luganesische des Porto Ceresiogletschers
3. die luganesische des Capolagogletschers
4. die larische Gletscherzunge.

Die Altmoränengrenze. Die Altmoränen umgürten die larischen Jungendmoränen in weit gespannten, parallel zu diesen verlaufenden Bogen in einem durchschnittlichen Abstand von nur 2 km von Orsenigo nach Figino, Asnago, Appiano, Oltrona, Malnate, ziehen dann w der Olona südwärts nach Gallarate und schließen sich in der Gegend von Somma Lombarda an die

[6] Die berühmte Fundstelle von verschwemmten pliocänen Fossilien in Moränen, welche zu der ausgedehnten Kontroverse über das pliocäne Alter der Vereisung Anlaß gegeben hat (vgl. A. i. E., p. 747 f.).

Jungendmoränen an. Eine Differenzierung in einzelne Gletscherzungen hat in der Rißeiszeit nicht stattgefunden. Es entwickelte sich der Ansatz zu einer Vorlandvergletscherung, welche Vereisungsform im Gegensatz zum nordalpinen Gebiet sonst dem s Alpenvorland fremd blieb.

6. Die vom Eise benützten Pforten des Luganese

Die Aufgeschlossenheit des Luganese gegen seine großen Nachbartäler ist die Ursache der luganesischen Vergletscherung geworden. Gleichartige morphogenetische Vorgänge, welche von sehr intensiver voreiszeitlicher Talbildungsarbeit Zeugnis ablegen, haben alle drei vom Eise benützten Eintrittstore geschaffen; an jeder der drei Stellen ist die Depression der Kammumrahmung durch voreiszeitlich stattgehabte Kämpfe um fluviatile Bereiche und daraus resultierende Flußablenkungen bedingt.

a) *Die Eispforte zwischen M. Tamaro und M. Camoghè* ist durch die starke regressive Erosion des Ur-Vedeggio bedingt, welcher die ursprünglich zum Tessin fließenden Bäche des Nordabfalls der M. Bar-Kette nach W zu sich abgelenkt hat (vgl. p. *72* f.). Die ursprüngliche Wasserscheide M. Bar—M. Tamaro ist durch den Vedeggio aufgeschnitten worden; so ist die breite Pforte zwischen M. Bar und M. Tamaro entstanden, welche dem Tessineis den Eintritt ins Luganese freigegeben hat. In das Val d'Isone selbst konnte das Eis über den niedrigen Kamm der Cima di Medeglia eintreten. Die tiefe Lücke des Ceneripasses ist die erosive Projektion des Einschneidens des Vedeggio in genauer Fortsetzung der Tiefenlinie der Vedeggiotalung. Inwieweit auch die Gletscher an der Erniedrigung der Paßlücke beteiligt sein dürften, soll in anderem Zusammenhang beleuchtet werden (p. *73* ff.).

b) *Die Lücke im W gegen die Langenseetalung* hin verdankt ihre Entstehung ebenfalls Verschiebungen der fluviatilen Bereiche. Das Flußgebiet des Tessins griff, dem Streichen der Schichten folgend, in das Gebiet der Ur-Pevereggia ein und lenkte diese und später auch den Vedeggio durch die Ur-Tresa nach W ab, wodurch hier eine tiefe, direkte Verbindung zwischen Langenseefurche und Vedeggiotal entstand, durch welche die Eismassen ungehindert nach O geleitet wurden (vgl. p. *85* ff.).

c) *Die Einsattelung ö Porlezza* dürfte ihre Anlage ebenfalls einem Kampf um Einzugsgebiete verdanken. Die Talrichtungen und mannigfachen Kammlücken im weiten Talkessel zwischen Cima la Grona und Cime di Fojorina (Buggiolo, Val Cavargna) weisen durch ihre Anordnung auf eine ursprünglich anders geartete Entwässerung hin[7]. Wenn auch feste Unter-

[7] Die Richtung des Valle Fiume (im O des Val Solda) setzt sich über den Passo Stretto (1100), den Paß nw des M. del Mezzodi (1109), den Paß nö Buggiolo (1145) in das Cucciotal von Cavargna bis zu den Quellen am M. della Tappa fort; die Richtung des untern Teiles des V. Sanagra verläuft über die längliche Paßsenke der A. Logone (1120) in die Täler von S. Bartolomeo, die demzufolge einst direkt nach SO zur Comerseefurche entwässerten. Die Ablenkungen vollzogen sich in einem Niveau von ca. 1100 m, wie die einheitliche Höhe der Paßtorsi lehrt, und folgten sich in kurzen Zeitintervallen. Sie sind bedeutend älter als die Eiszeit. Die sekundäre

suchungsergebnisse nicht vorliegen, so dürften doch diese Verhältnisse auf eine recht wechselvolle Talentwicklung im Raume des Val Porlezza hinweisen, welche zu einer petrographisch begünstigten, schon vordiluvialen Erniedrigung der Wasserscheide zwischen Luganerseegebiet und Comerseetal führte. Wie sich im W unseres Gebietes die Tresafurche, dem Schichtstreichen folgend, nach rückwärts zum Luganerbecken eingrub, so griff das Flußgebiet des Addatales, begünstigt durch den Gesteinsuntergrund, von O her in das Gebiet w von Menaggio ein und schuf nicht nur das Val Porlezza, sondern auch eine niedrige Wasserscheide, über welche die Eismassen des Addagletschers ungehindert in das Luganese übertreten konnten.

Durch vier Pforten floß das Eis gegen S zur Poebene ab: durch die beiden tiefern, mittleren erreichte es diese direkt; über die beiden seitlichen bewegten sich Eisäste nach den großen flankierenden Talgletschern hin:

1. Ein kleiner Teil des Addaeises drang vom Porlezzatal ins Valle Intelvi ein und bewegte sich über die Talwasserscheide von Telo (bei S. Fedele, vgl. p. *65*) wiederum zum Comerseegletscher.
2. Durch das Ur-Maratal (Capolago), welches über die niedrige Wasserscheide in der Gegend von Maroggia erreicht werden mußte, ergoß sich ein ansehnlicher Ast des Addaeises ins Becken von Mendrisio.
3. Durch das Ur-Cassaratetal von Porto Ceresio nach Arcisate zog ein zweiter Hauptast nach dem Alpenrande.
4. Über den Taltorso von Marchirolo (vgl. p. *78*) drang ein breiter Ast des Tessineises aus der Bucht von Ponte Tresa ins Val Cuvio und vereinigte sich dort mit dem durch das Val Travaglia von Luino herströmenden Tessineis.

Die beiden mittleren Abflußkanäle sind tiefe Flußtäler, welche die Hauptmasse des innerluganesischen Eises zum Alpenrande hin leiteten; hier entwickelten sich an deren Mündungen die beiden luganesischen Gletscherzungen; die beiden seitlichen Abflußtore sind paßartige Taltorsi, über welche das Eis wiederum zu den Haupttälern zurückkehrte und mit den Hauptgletschern zu den großen Eisfächern hin floß.

Durch drei große Pforten strömte Eis in das Luganese, durch vier Tore verließ es diese Landschaft wieder; die Entstehung von fünf von diesen sieben Breschen steht mit Flußablenkungen verschiedener Entwicklung im Zusammenhange, zwei sind ursprüngliche fluviatile Abflußöffnungen des Luganese gegen die Poebene hin.

Die beiden seitlichen Einflußpforten sind durch den Eingriff der fluviatilen Bezirke der beiden benachbarten großen Flußtäler (Adda und Tessin) in ursprüngliche Gebiete des Luganese entstanden. Schon präglazial sind die beiden mächtigen Nachbarn, das Adda- und Tessingebiet, stellenweise siegreich ins Luganerseegebiet vorgedrungen; sie haben dadurch die Grundlage geschaffen zu einer noch viel mächtigeren Invasion, durch

---

Wasserscheide bei Porlezza war entsprechend der fortgesetzten präglazialen Talvertiefung weiterer Abtragung unterworfen, dies um so mehr, als sie sich im Zuge der weichen Kössenerschichten befindet.

welche in der Eiszeit das ganze Luganese dem fremdbürtigen Einfluß der überfließenden Eismassen untertänig gemacht worden ist.

7. Das luganesische Eisstromnetz

Karte. Auf Grund der erratischen Funde durfte der Versuch gewagt werden, ein Kartenbild der maximalen letzteiszeitlichen Gletscherbedeckung des Luganese zu entwerfen, welches mit der diluvialen Wirklichkeit nicht allzu sehr differieren dürfte. Da die luganesische Vergletscherung durchaus von den benachbarten Gletscherströmen abhängig war, wurden auch diese auf der Karte zur Darstellung gebracht, soweit sie für unser Gebiet von Bedeutung waren. Für den Comerseegletscher diente die Arbeit von Wilmer als Unterlage, während für den Tessingletscher die Angaben von Penck, van Houten und Leuzinger herangezogen wurden; im N vermittelte die Arbeit von Lautensach den Anschluß an den Tessingletscher.

Durch Konfluenz sammelten sich in den alpinen Gletscherströmen so riesige Eismassen an, daß sie sich im niedrigen, aufgeschlossenen Gebirge fächerförmig auszubreiten, ja das ganze Gebirgsland des Luganese bis hoch hinauf mit ihren Eisfluten einzudecken vermochten. So entstand durch die verschiedenen Gletscherdiffluenzen an den erwähnten Eintrittstoren des Luganese und im Luganese selbst ein ausgedehntes Eisstromnetz. Die Eisströme hielten sich dabei an schon vorhandene Lücken und Talrinnen, welchen sie alpenauswärts folgten. Durch die tiefen und breiten Haupttäler bewegten sich die Hauptmassen des Eises; von diesen aus drangen sie in die kleinern Seitentäler und Talkerben ein und stauten sich in diesen auf, sofern kein Abfluß nach einer andern Seite offen stand.

Durch die Lücke zwischen M. Tamaro und M. Caval Drossa ergoß sich ein an der schmalsten Stelle an seiner Oberfläche 7 km breiter Gletscherstrom in das luganesische Becken, wobei der Bergrücken zwischen Vedeggiotal und Val Capriasca vollständig unter Eis begraben wurde. Die Eismassen drangen in das V. di Colla ein und stauten sich hier an, da sie gegen O keinen Abfluß fanden. Im Talrund des Cusello w Sigirino lag Eis bis in ca. 1400 m Höhe. Vom Vedeggiotal drang das Eis in breiter Front über die Lücke von Arosio und den Cervellorücken[8] in das Val Magliasina und floß um den Südsporn des M. Ferraro herum nach N in den obersten Abschnitt dieses Tales, wo es sich ähnlich wie im V. di Colla staute. Von der Lemakette spannte sich die Eisoberfläche mit 11 km Breite bis zum 300 m darüber hinausragenden Gipfelhaupt des M. Boglia. In der Gegend von Lugano stießen diese Eismassen mit denen des von O durch die Porlezzatalung strömenden Astes des Addagletschers zusammen, während sich im s Malcantone der Eisarm der Tresafurche mit dem vom Ceneri her kommenden Eise vereinigte.

In der Gegend von Menaggio zweigte sich ein Arm des Addagletschers nach W zum Val Porlezza ab, drang hier in die Talkessel des V. Cavargna im N ein, im S in das V. d'Osteno und das Val di Ponna, wo sich das Eis im Talhintergrunde anstaute. Südlich des V. d'Osteno bewegte sich das Eis

über die Flächen von Intelvi[9] südwärts und vereinigte sich am Ausgange des Valle Intelvi wiederum mit dem Comerseegletscher; ein Teil des ins Val d'Osteno eingedrungenen Eises diffluierte durch die Kerbe des obern Maratales zwischen dem M. La Sighignola und den nördlichsten Kammausläufern des M. Generoso zum Capolago-Gletscherarm. Das Val Solda war bis 1200 m ca. mit Eis erfüllt.

Eine mächtige Eismasse bedeckte die abwechslungsreiche Formenwelt des luganesischen Beckens; nicht einmal der Gipfel des M. S. Salvatore ragte als Nunatak aus der Eisflut heraus.

Die Hauptmasse des Addaeises des Porlezzaarmes floß in tiefem Talkanal nach W und wandte sich bei Lugano, dem Laufe des Ur-Cassaratetales folgend, nach S. Bei Melide gabelte es sich entsprechend den beiden Seetälern; ein Ast folgte dem Ur-Maratale über Capolago, während ein Teil das Ur-Cassaratetal in der Richtung auf Porto Ceresio weiter verfolgte und dabei einen Ausläufer über den Sattel Al Crocifisso (s Serpiano)[10] in die Talmulde von Meride sandte, der hier mit der von O eingedrungenen Abzweigung des Capolago-Armes in Verbindung trat. Bei Morcote vereinigte sich dieser Adda-Eisstrom mit dem aus der Bucht von Ponte Tresa quer über das V. Mugera und durch das Tal von Brusimpiano zufließenden Tessineis, von dem ein Arm durch den Nordkamm des M. Piambello zum Überfließen über den Paß von Marchirolo ins Val Cuvio gezwungen worden war. Die vereinigten Gletscher flossen durch das Tal von Porto Ceresio in der Richtung auf Varese südwärts, wobei das Addaeis die linke, das Tessineis die rechte Talseite mit Grundmoräne überschüttete.

Dieser Teilgletscher endete in der schönen Gletscherzunge, welche vor dem Talausgang den großen Moränenbogen von Induno-Clivio ablagerte. Davon nur wenig getrennt war die Eiszunge des Capolago-Gletschers, welche sich bei Balerna mit derjenigen des Chiasso-Astes des Comogletschers vereinigte und durch diese nach SW abgedrängt wurde, wo sich das prachtvolle Zungenbecken von Genestrerio entwickelte. Der Fuß des Berg-

---

[8] Bei Cademario wurde im Mischgneis „Hakenwerfen" hangaufwärts beobachtet; darüber lag dicht aufgepreßt lehmige Grundmoräne mit eingestreuten Geschieben. Das „Hakenwerfen" folgt nicht der Schwerkraft, sondern der Stoßkraft des nach dem Malcantone eindringenden Eises.

[9] Baltzer (p. 85) und Penck (*62*, p. 782) nehmen Überfließen des Eises vom Comerseearm nach N ins Intelvi an, ohne dafür aber Beweise zu erbringen. Repossi (p. 165) hat unsere Ansicht ausgesprochen. Die Eisoberfläche bei Argegno und Osteno ergibt ein Oberflächengefälle von gegen 100 m nach S. An einer Stelle nw des Sasso Gordona sinkt die Kammumrahmung des Valle di Muggio gegen das V. d'Intelvi unter die Eisoberfläche des Intelvi auf 950 m, so daß an dieser Stelle eine kleine, ins V. Valaccia absinkende Gletscherzunge vermutet werden muß. Da das Tälchen in der Staatsgrenzzone liegt, wurde es von mir nicht begangen. Nun hatte Herr Prof. H. Wehrli (Zürich) die Freundlichkeit, mir mitzuteilen, daß der Geologe Dr. Weber kürzlich die Ausdehnung dieser randlichen Gletscherzunge durch Moränenfunde umreißen konnte.

[10] Penck (Karte *62*, p. 787) und ihm folgend R. Frei haben die Eisverbindung über den Sattel s Serpiano nicht beachtet. Die Eishöhe bei Serpiano und Moränen in der Gegend des Passes Al Crocifisso beweisen aber unsere Auffassung, welche auch durch Senn (p. 610) geteilt wird.

landes war zwischen der Ausmündung des Ur-Maratales und dem Comersee-tale vollständig vom Eise eingemantelt, welches sich am Gehänge beidseits von den Gletscherflüssen her absenkte, aber an der Mündung des Valle di Muggio noch die Höhe von 600 m besaß, so daß eine Gletscherzunge eine Strecke weit in dessen Talmündung eindringen konnte (bis gegen Caneggio).

Die dargelegten Eisstromverhältnisse im Luganese lassen erkennen, daß das Tessineis, welches n von Lugano das gesamte Hügelland vom M. Boglia bis zum Lemakamm erfüllte, s Lugano durch das von O heranströmende Addaeis ganz beträchtlich nach W abgedrängt wurde. Es besaß nicht die Kraft, sich mit einem großen Teile seiner Masse den direkten Ausweg zum Alpenrande zu erzwingen. Die beiden Abflußtäler der luganesischen Gletscherzungen waren, das eine ganz, das andere (bei Porto Ceresio) wahrscheinlich zur Hälfte von Addaeis erfüllt. Große Tessineismassen wurden zum nur schwach fallenden „Eissee" hinter der Mauer des M. Campo dei Fiori abgestoßen. Das durch die Tresafurche eindringende Tessineis konnte deshalb wahrscheinlich nicht in die Bucht von Ponte Tresa eindringen, da es auch durch die sich vorschiebenden Eismassen des Malcantone teilweise vorzeitig über den s der Tresa sich erhebenden, noch ganz vom Eis überflossenen Bergrücken abgepreßt wurde. Weil das Val Cuvio deshalb in hohem Maße durch luganesisches Tessineis blockiert war, konnte die das Val Travaglia erfüllende, bei Luino in dieses vorgedrungene Eismasse nur sehr langsam vorrücken. Durch mannigfache Konfluenzen (Magliasinatal, Tresa-Vedeggiotal, Lugano, Valtravaglia) und die Wirkung der Alpenrandketten ergab sich im Raume des Val Cuvio und n davon bis in den südlichen Malcantone hinein ein eigenartiges, kompliziertes Bewegungsbild der eiszeitlichen Eismassen, welches offenbar durch mannigfache Gletscherstauungen, Eisscherungen und unübersichtliche Gestaltung der Bewegungslinien der einzelnen Eisbestandteile in vertikaler und horizontaler Richtung charakterisiert war.

Die Grenze zwischen Adda- und Tessineis im Luganese. Omboni und Penck hatten die Verbreitung des Addaeises im Luganese in großen Zügen richtig erkannt. Aus nicht ersichtlichen Gründen weicht Roman Frei von den genannten Forschern ab, indem seine Karte der diluvialen Gletscher im Ur-Cassaratetal von Brusimpiano bis an den Alpenrand nur Tessineis verzeichnet. Senn bestätigt die von Omboni und Penck vertretene Ansicht, und auch ich fand z. B. über Porto Ceresio in 380 m in einer einen prachtvoll geschrammten Rundhöcker überlagernden Moräne einen Juliergranit.

Die Collina d'Oro ist frei von Addagesteinen, dürfte deshalb zum Tessineisgebiet gehört haben. Einige liasische Kalke bei Montagnola dürften durch kurze Zeit stärker vordringendes Addaeis während des Gletscherrückzuges abgelagert worden sein. Die n bis Cannobio vordringenden Adda-Erratiker sind durch eine stadiale Gletscherzunge abgelagert worden.

Die Grenze zwischen Adda- und Tessineis während der maximalen Vergletscherung darf demnach wie folgt angesetzt werden: M. Boglia-Valle di Figino-Talraum des Tales Porto Ceresio-Arcisate. Dabei ist klar, daß die Grenzfläche infolge Druckschwankungen stets gewissen Verschiebungen ausgesetzt war.

8. Das Gefälle der Gletscheroberfläche

zeigt in den einzelnen Abschnitten verschiedene Werte.

Das Gefälle der Gletscheroberfläche in ‰

I. Innerluganesisches Eisstromnetz		
Tessingletscher Arbedo-Ascona	9	
Tessingletscher Ascona-Stresa		16
Ceneriarm Ceneri-Agno		29
Tresa-Arm Luino-Ponte Tresa	11	
Addagletscher Menaggio-Cernobbio		27
Porlezza-Arm Menaggio-Castagnola	17	
Eisfläche Lugano-Melano, Agno-Morcote		20
II. Eiszungen		
Morcote-Besano-Endmoränen	42	
Melano-Endmoränen (Stabio)	55	
verbanischer Eisfächer Stresa-Endmoränen	30	
larischer Eisfächer Cernobbio-Endmoränen	32	
III. Durchschnittsgefälle		
Ceneri-Arcisate-Endmoränen (Tessineis)	34	
Menaggio-Melide-Mendrisio-Endmoränen (Addaeis)	28	
Tessingletscher Ascona-Endmoränen	20	
Comerseegletscher Menaggio-Como-Endmoränen	25	

Das geringste Oberflächengefälle weisen die Gletscherströme regelmäßig in Längstalstrecken auf. Sehr beträchtlich senkt sich die Eismasse im Vedeggiotal zur Eisfläche im Luganerbecken, welche mit 20‰ bis zum Diffluenzsporn des M. S. Giorgio absinkt. Von hier nimmt die Neigung der Gletscherzungen bis zu den Endmoränen beträchtlich zu. Die beiden kleinen luganesischen Zungen zeigen das größte Oberflächengefälle des gesamten luganesischen Eisstromnetzes. Es ist bedeutend größer als das ebenfalls ansehnliche Gefälle der beiden mächtigen benachbarten Eisfächer.

Das Oberflächengefälle des Eisstromnetzes ist verständlich: Kleines Gefälle in den Längstalstrecken, größeres in den Quertälern, maximales in den randalpinen Abflußkanälen und im Bereiche der Zungen; geringstes Durchschnittsgefälle des verbanischen, größeres des larischen, maximales der kleinern luganesischen Eisströme (vgl. auch Penck, *62*, p. 783 ff.). Das Zungengefälle der insubrischen Gletscher ist größer als dasjenige der nordalpinen Eisströme.

Beachtenswert ist die Tatsache, daß das Addaeis des Porlezzaarmes das größte Oberflächengefälle aller drei genannten Längstalgletscherstrecken besitzt; weiterhin weist das Addaeis des Gletscherarmes von Capolago das weitaus größte Gefälle aller Gletscherzungen auf. Der Addaeisstrom besitzt demnach im Luganese ein bedeutenderes Oberflächengefälle als der Tessineisstrom, sofern man analoge Strecken in Vergleich zieht[11]. Diese Tatsache kommt auch in der Abdrängung des Tessineises durch das luganesische Addaeis zum Ausdruck.

[11] Das Durchschnittsgefälle Menaggio-Mendrisio wird durch den geringern Wert der Längstalstrecke gegenüber dem Tessineisstrom Ceneri-Arcisate gedrückt.

Von allen drei Eintrittspforten her senkte sich das Eis zur innerluganesischen Eisfläche hin, sehr ansehnlich vom Ceneri, schwächer von O und W her. Das Gebiet von Lugano bildete zwischen den beiden mächtigen Nachbargletschern eine flache Eismulde, deren Oberfläche ca. 200 m durch den Tessingletscher bei Luino, ca. 400 m durch das Addaeis bei Menaggio überhöht wurde.

9. Eismächtigkeit

Die folgenden Zahlen gelten für die letzte Periode der Würmvergletscherung kurz vor dem Gletscherrückzug.

		Bodenhöhe m	Höhe der Eisoberfläche m	Eismächtigkeit m
Tessineisstrom	Ceneripass	550	1 450	900
	Taverne	340	1 320	980
	Agno	200	1 050	850
	bei Morcote	200	850	650
Addaeisstrom	bei Osteno	0	1 200	1 200
	bei Gandria	-10	1 100	1 110
	bei Campione	90	1 040	950
	bei Maroggia	200	950	750
	Mendrisio	300	600	300

Die große Mächtigkeit des Addaeisstromes namentlich im Seetale von Porlezza ist auffallend; im ganzen weist dieser Eisstrom die bedeutendsten Eisdicken auf; seinen Zug begleiten die maximalen Tiefen des Luganersees.

10. Das eisfreie Gebirge

In der bis hoch hinauf überfluteten Tallandschaft des Luganese dringt das Eis wie die Spiegelfläche eines Sees von den Haupttalzügen aus in den Hintergrund der Seitentäler und Kerben ein, wo es sich nicht selten mehr oder minder staut. Das Eis tastet die Gehängevertiefungen ab und schmiegt sich ihnen in vollkommener Weise an. Die starke Durchtalung des Sottoceneri kommt in der unregelmäßig bewegten Grenzlinie zwischen Fremdeis und unvergletschertem Gebirge zum Ausdruck. Nur wenige Rücken und Gipfel sind es, welche z. T. als Nunataker über die mächtige Eisflut hinausragen (s. Karte).

Das größte unvergletscherte Gebiet des Untersuchungsraumes war die Tallandschaft des Valle di Muggio, in welches von unten her Addaeis wenig eindrang (Moränen von Verano 600); die Eisoberfläche im Valle Intelvi war schon so weit gesunken, daß von oben her nur eine kurze Eiszunge vorstoßen konnte. Der Südhang von M. Pravello-M. Orsa war ebenfalls eis-

frei; die sich hier sammelnden Niederschläge fanden zwischen dem Eisfächer der Gletscherzunge von Porto Ceresio und der Zunge von Genestrerio freien Abfluß auf die fluvioglazialen Schotterfelder der Poebene hinaus, während der Fluß des Valle di Muggio sich offenbar einen subglazialen Abfluß unter dem randalpinen Eismantel durch gesucht hat.

Auf eine Unsicherheit in der Frage der würmeiszeitlichen Gletscherausdehnung muß noch hingewiesen werden. Nach Senn kommen in den beiden Olonatälern (V. Ganna und V. della Rasa) stark zersetzte Moränen vor, welche der Riß-Eiszeit zugewiesen werden, während junge Grundmoränen hier zu fehlen scheinen. Wo aber lag dann der würmeiszeitliche Gletscherrand? Der Paß von Brinzio und das Valganna stellen tiefe Übergänge zum bis in 900 m Höhe mit Eis erfüllten Val Cuvio dar, durch welche das Eis nach S abfließen konnte. Warum aber hat es das nicht getan? Schon R. Frei konnte auf seiner Karte so wenig wie der Verfasser eine sichere Grenze einzeichnen.

11. Rißeiszeitliche Nunataker

Das Bild des luganesischen Berglandes während der Rißeiszeit mag nur insofern anders gewesen sein, als die Oberfläche des Eises ca. 100 m höher lag, die Firnflächen etwas weiter gegen die Talregion hinunterstiegen, als die Karte der Würmeiszeit angibt. Doch kam es auch damals nicht zu einer Eigenvergletscherung.

B. Die diluvialen Aufschüttungen

Im Gegensatz zum Sopraceneri, wo die diluvialen Eisströme durch Rundhöckerung und Gletscherschliff, um nur von den Kleinformen zu sprechen, weiten Gebieten das charakteristische Gepräge verliehen haben, tritt die Wirksamkeit der eiszeitlichen Gletscherüberflutung im Sottoceneri vorerst durch die ansehnliche Moränenüberschüttung in Erscheinung, welche lokal ganz erstaunliche Mächtigkeit erreichen kann. Namentlich an flachen Stellen und in Mulden zeigt die Moränenverkleisterung ansehnliche Dimensionen; an den Steilhängen konnten die Moränen wenig Halt finden und sind deshalb teilweise abgerutscht; in der flachern Hochregion dagegen erscheinen sie wieder in größerer Verbreitung.

Wallmoränen gehören zu den Ausnahmen (Moränenzug von Lugano usw.). Häufig sind verschwemmte Grundmoränen. An einigen Stellen wurde Schichtung von kiesigem Material in den untern Lagen beobachtet, während die obern typische Moränenstruktur aufweisen (Umgebung von Ponte Tresa: Vorstoß-Serie), während noch häufiger der umgekehrte Fall eintritt (Rückzugs-Serie; Mendrisiotto). Häufig sind Moränenmassen mit Einlagerung geschwemmter Kies- und Sandlagen.

Stadiale Staubildungen sind nicht selten. Da das Sottoceneri keine Eigenvergletscherung besaß, drang das Fremdeis von den Haupttälern aus von unten her in die kleinern Nebentäler ein; beim Eisrückgang wurden diese zuerst eisfrei, so daß sich hier wohl regelmäßig durch den Hauptgletscher

gestaute temporäre Stauseen bilden mußten, von deren Dasein uns kleinere oder größere Ablagerungen erzählen. Kleinere derartige Bildungen sind die Aufschüttungen von Bogno-Cardada und Oggio im V. di Colla, Odogno (V. Capriasca), Castello (V. Solda), Scaria (Intelvi) und bei der Mündungsstufe des V. d'Isone. Größeren landschaftlichen Einfluß besitzen die drei großen Deltas von Canobbio, V. di Figino und der Breggia im Mendrisiotto.

Namentlich das im obern Teil des V. Cassarate liegende mächtige, terrassierte Delta (Dino bis Canobbio) ist eine ansehnliche Bildung, welche sich hinter dem Eisrand des Addagletschers während des Stadiums von Lugano-Melide formte.

Die Tone von Calprino, welche eine bekannte Flora lieferten und bisher als interglazial angesehen wurden, sind altersgleich mit den Tonen von Noranco im Valle di Figino und mit den darüber liegenden Deltabildungen von Pambio bei Noranco. Alle diese Bildungen sind ebenfalls stadial.

Die folgende Zusammenstellung faßt die Bildungen des Luganer-Stadiums in der Umgebung von Lugano kurz zusammen:

	V. Cassarate	V. di Figino
1. Phase	Stau eines Sees bis 390 m. Bildung des Deltas von Canobbio	Ablagerung der blauen Glazialtone in einen auf 330 m gestauten See. Einschwemmung der Pflanzenreste von Calprino
Kleiner Rückzug	Bildung einer Talkerbe im Delta von Canobbio	
2. Phase	Vorstoß des Gletschers gegen den Südrand des Deltas; Ablagerung der Moräne von Canobbio und Verschüttung der Rinne ö davon. Wallmoränenzug von Lugano-Melide	Transgressionsphase des Eisrandes und der Deltaschotter über den Tonen; Blockmoräne am M. S. Salvatore, Delta von Pambio-Noranco, Einschwemmung von Pflanzenresten in dieses. Zuletzt Übergreifen des Eises auf das Delta
Rückzug der Gletscher		Zerschneidung der Deltas

Das Delta von Brusata (Tresatal) und die Reste von Canevari und bei Colombera gehören einem postglazialen höhern Seestande (300 m) an, während das unterste Delta der Breggia in den postglazialen See von Balerna-Chiasso zur Ablagerung gekommen ist. Alle diese Bildungen sind typisch sowohl für die Art der Vergletscherung des Sottoceneri als auch für dessen dichte Durchtalung. Sie sind ohne Ausnahme entweder würmstadial oder postglazial. Interglaziale Ablagerungen konnten nicht nachgewiesen werden[12].

[12] Eine eingehende Darstellung findet sich in meiner Arbeit „Diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Lugano" (Eclogae geol. Helv. 27, 1934, p. 463—505).

C. Die Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung

Wenn im folgenden eine Darstellung der Rückzugsphasen der Gletscher im Sottoceneri unternommen wird, so muß betont werden, daß es sich dabei nur um einen Versuch handeln kann. Konnte Nußbaum (55) auf Grund der zahlreichen Wallmoränen für das eiszeitlich-stadial einheitliche Saanegebiet zu genauer Kenntnis des Gletscherrückzuges gelangen, so stehen einer solchen in unserm Gebiet deshalb besondere Schwierigkeiten entgegen, weil die sich zurückziehenden Gletscherarme nur kleine Seitenäste weit größerer, mächtiger Eisströme in den beiden benachbarten Hauptquertälern waren, der Rückzug dieser Hauptgletscher aber noch nicht untersucht ist.

Folgende stadiale Moränenzüge sind nun bekannt (vgl. Karte 2):

Talung Ceneri-Arcisate	Talung Porlezza-Stabio	Tresatal
Moräne von Arcisate Moräne s Cuasso al Monte	Wall Museo Vela-S. Pietro-Tre Camini	
Seemoräne von S. Bartolomeo w Morcote	Moräne von Cantone	
Moräne von Vezia	Seemoräne von Melide	Wall bei Longhirolo
Moräne von Origlio	Moräne von Lugano	

Ein Parallelisierungsversuch basiert auf der berechtigten Annahme des gleichartigen Rückzuges von Tessin- und Addagletscher; man darf wohl annehmen, daß diese beiden im allgemeinen gleich orientierten und benachbarten Gletscher sich miteinander und gleichzeitig zurückzogen, wobei sich auch die Rückzugshalte gleichzeitig vollzogen.

Den Ausgangspunkt zur Parallelisation bildet das Stadium von Melide-Lugano; dessen in der Senke von Massagno gegen die Vedeggiotalung vorgestreckte Teilzunge beweist nämlich, daß während dieser Zeit der untere Teil der Vedeggiotalung schon eisfrei gewesen sein muß; die Seemoräne von S. Bartolomeo kann also nicht dem Melidestadium entsprechen! Denn berechnet man auf Grund des Durchschnittsgefälles des Eisstromes Ceneri-Arcisate-Endmoränen (34‰) die wahrscheinliche Eishöhe eines bei S. Bartolomeo endigenden Tessineisgletschers bei Bioggio-Massagno, so erhält man die ansehnliche Höhe von 580/600 m, während die Senke von Massagno in ca. 380 m liegt. Dem Melidestadium des Addagletschers kann nur das Stadium von Origlio des Tessineises entsprechen. Während also das Addaeis noch weit in das Luganese vordrang, hatte sich der Cenerigletscherarm schon weit zurückgezogen; seine Zunge mag im Haupttale bei Cadempino gelegen haben; die Endmoränen liegen hier unter den Aufschüttungen des Vedeggio begraben, während sie sich auf der Hochfläche von Origlio noch sichtbar erhalten haben (Tafel I, IV).

Zu dieser Zeit muß der Tessingletscher noch etwas ins Tresatal eingedrungen sein, so daß der Luganersee bis auf 330 m (Delta von Pambio) aufgestaut wurde und über die Schwelle am Ostfuße des M. Useria durch das heutige Tal der Bedera Abfluß fand (Station Bisuschio-Viggiù 333 m). Der kleine Wall von Longhirolo in 420 m Höhe ist vermutlich ein Rest dieses Stadiums.

Die nächst ältere Addaeis-Moräne befindet sich bei Cantone, 8 km von der Moräne von Melide entfernt; zur Zeit, als sich noch ein Arm des Addagletschers im Tale von Capolago vorstreckte, mußte auch ein Zweigarm im Tale gegen Morcote liegen, und zwar konnte dieser die Länge des stärkeren Hauptarmes von Capolago nur annähernd erreichen; Seemoränen dieses Astes sind im Seetale von Morcote-Porte Ceresio nicht erhalten, dagegen können sie unter den Deltaanschwemmungen des Brivio in der Ebene von Porto Ceresio versteckt sein; es ergäbe dies einen Abstand von ca. 7—8 km von der Moräne von Melide. Nun erhebt sich die Frage nach dem Verhältnis dieses Gletscherastes zu den Tessineismassen in der Vedeggiotalung. Bei S. Bartolomeo w Morcote erhebt sich die zweite schöne Seemoräne des Ceresio ungefähr 5 m über den flachen Seeboden.

Ein Vergleich der Böschungsverhältnisse der Seemoränen von Vitznau und Kindlismord im Vierwaldstättersee, der Moräne von Rapperswil und derjenigen von Melide ergibt, daß bei all diesen Seemoränen im Gegensatz zu Landmoränen die steilere Seite des Moränenwalles nach außen, die flachere aber ins Zungenbecken führt; der Außenrand der Moräne fällt bedeutend steiler zum extramoränischen Seeboden ab. Auch die Moräne von S. Bartolomeo weist diesen Böschungsunterschied der beiden Abhänge auf; der steilere Abhang weist gegen N, der flachere zum Seetal von Melide-Morcote hin (s. Siegfriedkarten 1 : 25 000).

Noch eine zweite Beobachtung läßt sich machen: Bei den erwähnten Seemoränen quert der gegen außen gerichtete Moränenabhang das Seetal je nach der Form der Gletscherzunge und setzt dann scharf am Talgehänge ab; im Zungenbecken aber biegt sich der innere Moränenhang langsam zurück, um allmählich am seitlichen Talgehänge auszulaufen; die Isohypsen laufen hier asymptotisch am Talhang aus, was der länglichen Hohlform des Zungenbeckens entspricht. Bei der Moräne von S. Bartolomeo läßt sich dieser Gegensatz wiederum klar feststellen; das allmähliche Anschmiegen der Endmoränen-Isohypsen an das Talgehänge liegt hier auf der Seite von Morcote.

Beide Beobachtungen zwingen zur Annahme, daß die Endmoräne von S. Bartolomeo nicht eine Ablagerung des stadialen Tessingletschers, sondern eine solche des Addagletschers ist. Der Addagletscherarm im Tale von Morcote während des Stadiums von Cantone lagerte die heute verschüttete Moräne bei Porto Ceresio ab und sandte eine kurze Abzweigung in das Tal von Brusimpiano, dessen Endmoräne am Seeboden bei S. Bartolomeo noch erhalten ist.

Das Tessineis hatte sich während dieses Stadiums schon weiter in das Vedeggiotal zurückgezogen. Sein Zungenende mußte zwischen der Addamoräne von S. Bartolomeo und der Gegend von Cadempino-Origlio (Melide-Stadium) gelegen haben. Da das Eis aus der Gegend von Lugano zur Vedeggiotalung überfließen mußte, ist eine Lage des Zungenendes n Agno nicht wahrscheinlich. Lag es aber s davon, so müssen Reste einer

Endmoräne am Seeboden erhalten sein. Nö der Magliasinamündung in den See quert eine niedrige Schwelle den See; wie der Isohypsenverlauf des Deltaabhanges zeigt, kann diese Erhöhung nicht mit der postglazialen Aufschüttung im Zusammenhange stehen. Ich betrachte sie als Endmoräne des Tessingletschers während des Stadiums von Cantone—S. Bartolomeo; der größte Teil der Moräne ist schon durch das Magliasinadelta verdeckt. Die Wallmoränen n Vezia sind linke Seitenmoränen des Tessingletschers dieses Stadiums, welche am Abhange des damals als Nunatak aus dem Eise vorragenden Hügels von S. Rocco abgelagert worden sind.

Die nächst älteren Moränenbögen sind diejenigen von Arcisate und S. Pietro-Museo Vela; wie die Seitenmoräne des Museo Vela beweist, gelangte damals kein Eis mehr durch das Tal von Meride in das Zungenbecken von Stabio; unter Annahme eines Eiszungengefälles von 42‰ (vgl. p. 27) von Serpiano nach Arcisate lag die Eisoberfläche dieses stadialen Gletschers bei Serpiano in gegen 700 m Höhe, so daß keine bemerkenswerte Diffluenz über den Sattel Al Crocifisso hinüber stattfinden konnte.

So ergibt sich denn folgendes, in sich geschlossenes Bild des Rückzuges der beiden luganesischen Hauptgletscherzungen aus dem Sottoceneri:

Nach dem hocheiszeitlichen Maximum erfolgte ein kurzer Rückzug und erster Halt der Eiszungen, welche die Moränen von Arcisate und S. Pietro-Museo Vela aufschütteten. Auffallend ist der geringe Rückzug der Gletscherzunge von Capolago (500 m) im Vergleich mit demjenigen des Eisastes von Porto Ceresio (3 km). Die Campagna von Meride wurde eisfrei. Damals löste sich wahrscheinlich auch die Verbindung mit dem comaskischen Eisfächer: es entstand zwischen beiden Eiszungen ein Stausee, in welchen die Breggia die obersten Deltas ablagerte.

Darauf ziehen sich die Gletscher weiter zurück; das Addaeis liegt sodann längere Zeit in den Tälern von Capolago und Brusino-Arsizio und endet bei Cantone in jenem, bei Porto Ceresio und S. Bartolomeo in diesem. Tessin- und Addaeis besitzen von nun an getrennte Eiszungen, wogegen n der Zungen im Hügelgebiet von Lugano-Origlio noch eine Verschmelzung der beiden Eisströme stattfindet. Die Tessineiszunge hat sich ähnlich wie beim ersten Eisrückzug wieder viel weiter zurückgezogen als das Addaeis und endet in der Gegend von Magliaso. Im Val Cassarate reicht das Eis sehr wahrscheinlich nur noch bis an die Ausmündungen des V. di Colla und V. Capriasca, wo sich in lokale Eisstauseen kleine Bachdeltas vorbauen.

Sodann folgt ein weiterer Rückgang der Gletscherarme; das Addaeis erfüllt das Becken von Lugano, endet im S bei Melide, im W am Berghange über dem Cassaratetalboden, wobei eine Teilzunge in der Senke von Massagno nach W vorstößt, und im N bei Canobbio. Eine noch etwas geringere Ausdehnung besaß eine erste Phase dieses Stadiums, während dessen Dauer das Delta von Canobbio und die Glazialtone des V. di Figino abgelagert wurden. Der Tessingletscher endete bei Origlio und in der Gegend von Lamone-Cadempino; der das Seitenbecken von Origlio-Capriasca erfüllende Eislappen reichte noch zur Höhe von Sala hinauf, von wo durch die flache Talmulde w Tesserete die Gletscherbäche zum Cassarate hin entwässerten und ihrerseits durch Materialzufuhr an der raschen Aufschüttung des Deltas von Canobbio beitrugen. Ein anderer Ast des Tessingletschers verstopfte

die Ausmündung des Tresatales gegen die Langenseetalung und führte dermaßen zu einem Aufstau des Luganersees bis 330 m Höhe (Überflußkante s Besano)[13]. Damals, ja schon zur Zeit des Stadiums von Cantone, war die Eisverbindung über die Höhe von Intelvi unterbrochen.

Nach diesem Gletscherstand setzte der Rückzug der Gletscher von neuem ein, welche nun die Luganerseelandschaft endgültig verließen. Auch der Langenseegletscher zog sich aus der Gegend von Luino zurück, so daß sich der Seespiegel auf die Höhe des Porphyrriegels von Fornasette absenkte (300 m); das kleine Delta von Brusata wurde in diesen See geschüttet. Es konnte aber nicht stark anwachsen, denn bald setzte durch das Eintiefen der Tresa in diesen Porphyrzug, wobei der Fluß vielleicht gleich wie die Breggia in der Schlucht nö Chiasso einer alten, verschütteten Rinne folgte, eine rasche Absenkung des Seespiegels auf seine heutige Höhe ein.

Folgende Tabelle gibt die zeitliche Äquivalenz der Gletscherstadien des Sottoceneri in einer Übersicht:

Die Rückzugsstadien im Sottoceneri

Eisgebiet	Maximum	1 S. Pietro-Stadium	2 Cantone-Stadium	3 Melide-Stadium
Addaeis	Bella Cima	S. Pietro Museo Vela	Cantone Porto Ceresio S. Bartolomeo	Melide Lugano Canobbio
Adda- und Tessineis	Induno-Clivio	Arcisate Cuasso/M.	—	—
Tessineis V. d'Agno	—	—	Magliaso nö Vezia	Cadempino? Origlio

Auffallend ist die überragende Größe der einzelnen stadialen Addaeiszungen gegenüber den entsprechenden Tessineiszungen; während sich das Tessineis viel rascher ins Innere des Berglandes zurückzieht, lagern noch lange Gletscherarme des Addaeises in den Seetälern von Melide und Capolago. Es zeigt sich auch hierin wiederum das Übergewicht des Addaeises gegenüber dem Tessineis, welches sich auch hocheiszeitlich durch Abdrängen des Tessineises nach W kundtut, eine Tatsache, welche offensichtlich auch im Zusammenhange steht mit der großen Eismächtigkeit des Addaeises während des Würmmaximums und daher auch der Stadien. Es wird gezeigt werden, daß sich diese Präponderanz auch in der Landformung des Luganese in bezeichnender und großartiger Weise ausprägt.

Eine Parallelisierung der luganesischen Rückzugsstadien mit denen der Nordschweiz oder den Penckschen Stadien ist heute noch nicht möglich, da der Gletscherrückgang in den Hauptquertälern des Tessins und der Adda

[13] Der Boden des Langensees (vgl. Karte in Früh, p. 458) zeigt zwischen Laveno und Intra eine bemerkenswerte Anschwellung, welche vermutlich einer Seemoräne dieses Stadiums entspricht.

noch nicht erforscht ist. Doch ist wahrscheinlich, daß die Bühlmoränen noch weiter talein liegen (vgl. Preiswerk), so daß die Stadien des Sottoceneri sehr wahrscheinlich den äußersten, älteren Stadien der nordalpinen Vereisung entsprechen dürften[14].

IV. UNTERSUCHUNG DER ABTRAGSFORMEN UND EINTIEFUNGSEINHEITEN

Die Untersuchung erstrebt eine klare Erfassung des Formenschatzes der Luganeralpen und die genetische Deutung desselben. Unser Gebiet ist nicht aus einem Gusse, in einem gewaltigen, in sich geschlossenen Paroxysmus aufgebaut worden; ebensowenig hat eine ununterbrochene Abtragungsbewegung aus diesem Bau die jetzige Landschaft herausgemeißelt. Sowohl Aufbau wie auch Abtrag des Gebirges zeigen eine reich bewegte, uneinheitliche Geschichte mit zahlreichen Entwicklungsdiskordanzen. Deshalb ist eine rückschauende Betrachtung nötig, welche darauf ausgeht, die simultanen Formbilder der einzelnen Entwicklungsphasen des morphogenetischen Prozesses zurückzubilden und aus diesen paläogeographischen Querschnitten heraus die zeitgebundenen, formbildenden Ursachen zu rekonstruieren, um so zu einer kausal-dynamischen Erfassung der einzelnen Formbildungen von innen heraus zu gelangen.

Verschiedene Kammformen und Hangneigungen, Hangverflachungen, Leisten, Seiten- und Haupttaltreppen sind die wesentlichen Kennzeichen der diskontinuierlichen Formentwicklung. Taltreppen und Talterrassen gehören zu den markantesten Erscheinungen der Alpentäler, und ihre Erforschung hat schon bald nach der endgültigen Auffassung letzterer als Erosionsfurchen eingesetzt durch die Studien Heims (*26*, *27*), Bodmers und Löwls, welche die genannten Formen schon ganz richtig als Kennzeichen der „allmählichen Ausspülung" (Heim *27*) der Täler betrachteten. Auch im Luganerseegebiet zeichnet sich die Diskontinuität der Talentwicklung scharf durch die Stufung der Tal- und Hangprofile ab.

Auf eine genaue Wiedergabe der Einzelbeobachtungen mußte hier verzichtet werden. Am Beispiele des V. di Colla sei die Untersuchungsmethode genauer erläutert. Im übrigen wird nur auf einige besonders interessante oder methodisch aufschlußreiche Stellen hingewiesen (vgl. Näheres in Lit. *97*).

In der Karte der Systemreste (Karte 2) wurden alle Systemreste nach Systemen geordnet eingetragen. (Vgl. auch: Karte zur Morphogenese des Luganerseegebietes. Mit kurzem Begleitwort von Hans Annaheim, im „Schweizer Geogr.", 1935.) Für die außerhalb der Karte liegenden Teile des Untersuchungsgebietes (Ceneri-V. d'Isone, Tresatal zwischen Cremenaga und Landesgrenze) sei auf die Längsprofile verwiesen. Von den 128 gezeichneten Quer-, Längs-, Bach- und Kammprofilen sei nur ein wichtiges Längsprofil wiedergegeben (Profil 1).

[14] Cantone-Stadium: Schlierenstadium; Melide-Stadium: Zürichstadium ? (vgl. Heim, *29*, I, p. 253 ff.).

Die Eintiefungssysteme wurden von oben nach unten bezeichnet: Die Systeme des Einzugsgebietes des Ur-Cassarate durch römische Ziffern, diejenigen des Ur-Vedeggiogebietes durch die Buchstaben A—R; die arabische Bezifferung bezieht sich auf die Stellung der Systeme innerhalb der gesamtluganesischen Eintiefungsentwicklung; sie ist das Ergebnis der Systemparallelisierung („luganesische Systeme") (vgl. p. *92*).

A. Einzugsgebiet des Ur-Cassarate

1. Val di Colla

Das Val di Colla ist jene breit angelegte, gestreckte Talfurche, die sich von WSW nach ONO in den Ostflügel der nordluganesischen Gebirgsmasse eingräbt. Durch diese Richtung setzt sich das von Lopagno am Talausgange bis zum Passo di S. Lucio 9 km lange Talgebiet in Gegensaz zu den luganesischen Quertälern.

Die Wasserscheide

Sie verläuft im N in gerader Richtung vom M. Caval Drossa über den M. Bar und Moncucco in schwach ansteigender Wellenlinie zum M. Garzirola (2119). Es ist dies jene Kette, deren Formprägung namentlich von Lugano aus auffällt: Während der breit geöffnete Paß der Gola di Lago im W nur etwa 200 m von der flachen M. Bigorio-Kette überhöht wird, steigt die Kammlinie ostwärts in prachtvoller, zunächst schwach konkaver Linie an, um dann in 1500 m harmonisch in eine konvexe Krümmung überzugehen, die im M. Caval Drossa ihren ersten Ruhepunkt erreicht; in etwas verflachter Form steigt die Linie ab zu einem nur 76 m niedriger liegenden Paßübergang, um sich dann zum M. Bar aufzuschwingen: einer der prächtigsten und erhabendsten Akkorde luganesischer Landschaft. Zeigt schon der M. Caval Drossa runde Kuppenform, die nur auf der Westseite durch Steilabstürze gegen die Gola di Lago unterbrochen wird, so ragt das Grün des M. Bar als vollkommene Kuppel in den tiefblauen insubrischen Himmel. Während aber gegen das V. d'Isone die Kuppel durch die Erosion bis in beträchtliche Höhen hinauf angeschnitten ist, ist sie auf der Südseite mit Ausnahme der großen Bachtobel noch außerordentlich gut ausgeprägt; in breithin gelagertem Rücken senkt sie sich langsam zur großen Alp Musgatina (14—1500), wo erst eine stärkere Versteilung des Gehänges eintritt (Tafel I).

Nur wenig absteigend, schwingt die Kammlinie zum flachen Rücken des Moncucco hinüber und nach kurzem Absinken in langsamem Anstieg auf mitunter etwas zugeschärftem Kammrücken zum M. Garzirola, dem s Nachbarn der höchsten Erhebung des Sottoceneri (M. Camoghè 2232).

Von diesem Eckpfeiler wendet sich die Wasserscheide südwärts und erreicht in langsamem Abstieg unter Einschaltung der Kammverflachung der Cima Scivera die Paßhöhe S. Lucio und den tiefsten Punkt, die Piano della Forcorella (1504), ein Name, der für die Kammgestaltung höchst bezeichnend ist: Allein die Teile des Höhenzuges von Moncucco über den Monte Garzirola bis zum Sasso Basciotta verdienen den Namen Grat im Sinne eines wenigstens andeutungsweise zugeschärften Bergzuges, obwohl auch hier von

einer Schneide nicht gesprochen werden kann. Aber während die Wasserscheide im übrigen ein sanft gewölbter, an- und absteigender Rücken ist, so hat sich hier nur noch ein schmaler Streifen des ehemaligen Rückens erhalten, ja am M. Garzirola selbst verschneiden sich an wenigen Stellen die Quelltrichter aus N, O und SW. Nur diese wenigen Schneidenteile sind aus dem heute hier wirksamen, von den Taltiefen herauflangenden Kräftespiel zu erklären, während die Kette im ganzen der Rest eines alten, längst erstarrten Reliefs ist. Das diluviale Eis hat den Paß des S. Lucio nicht überschritten.

Runde bis ebenflächige Formen zeigt auch der weitere Kammverlauf. Über den Buckel des M. Cucco[1] und eine weitere niedrige Aufwölbung wird die Bocchetta die S. Bernardo erreicht, eine strukturell bedingte Paßsenke, welche die Grenze zwischen dem Altkristallin im N und dem steil stehenden triasischen Hauptdolomit im S auch morphisch andeutet.

Ist der Verlauf der Wasserscheide im N und O von großer Regelmäßigkeit, so ändert sich dies im S. Parallel zur M. Bar-Kette und der Talrichtung zieht sich hier die Hauptdolomitkette von den Cime di Fojorina, dem sö Eckpfeiler der Gebirgsumrahmung des Tales, zu den Denti della Vecchia, wobei zwei Abschnitte zu unterscheiden sind: Der ö Teil mit dem Cime di Fojorina und der C. del Noresso zeigt wiederum die Kammentwicklung des Mittelreliefs, aber mit etwas dichterer Zerschneidung als am N-Kamm und nicht im Kristallin wie dort, sondern im Dolomit. Der w Teil dagegen zeichnet sich bei tieferer Kammlage durch eine auffallende Höhenkonstanz aus: Auf drei Kilometer schwankt die Kammhöhe nur wenig um 1450 m, und nur einzelne aufstrebende Türme des hellgrauen Dolomites stoßen aus dem Rücken empor, wobei der höchste derselben, der Sasso grande, 1492 m erreicht. Starke Unterschneidung und Verwitterung hat im N hier die imposanten Steilabstürze im Hauptdolomit geschaffen, die mit ihren zerschlissenen Wänden, Zacken, Zähnen und Türmen die Phantasie der Bevölkerung zu bezeichnender Namengebung veranlaßt haben: Denti della Vecchia oder Canne dell'-Organo (Orgelpfeifen).

Nun folgt seltsamerweise die Wasserscheide nicht diesem beherrschenden Höhenzuge, sondern biegt an der Stelle des Zusammentreffens der beiden Abschnitte desselben nach NW ab: Über eine langgestreckte, breite Sporn-ebenheit (1400) steigt sie über den Mattor dei Falchi beinahe senkrecht zur Talachse hinab in eine kleine Einsattelung (ca. 940), um dann über den Kegel des Settalone (1070) und über den rundgebuckelten breiten Rücken von Paragna-Rovraccio parallel zum Talverlauf den Talausgang zu erreichen.

Die Abtragslandschaft

Das ganze Talgebiet liegt im Kristallin der oberostalpinen Decke. Es sind meist Paragneise; sie erreichen den s wasserscheidenden Hauptkamm nicht mehr; dieser wird gebildet durch die seiger stehenden triasischen Dolomite, welche die Bastion der Denti della Vecchia aufbauen und die weiter ö liegenden Gipfel bilden. Die Senke von Pairolo ist durch Raiblerschichten bedingt.

[1] Cucco bedeutet in der Kindersprache „Ei"!

Der ganze kristalline Gesteinskomplex verhält sich im allgemeinen den abtragenden Kräften gegenüber gleichmäßig, und nur in Kleinformen zeichnet sich eine härtere, meist stärker quarzführende Bank von dem übrigen Gesteinskörper schärfer ab. Die breite Bastion des Mattor dei Falchi dagegen dürfte durch widerstandsfähigere Partien des kristallinen Schiefers bedingt sein.

Die fluviatile Zerschneidung des Tales ist entsprechend der Gesteinsunterlage und der Niederschlagsmenge gleichmäßig und intensiv. Der Cassarate durchfließt mit dem für Wildwasser bezeichnenden unregelmäßig pendelnden, aber im ganzen gestreckten Lauf das Tal in seiner Mittelachse. Er folgt dabei dem Schichtstreichen. Vom Talhintergrund, einem großen Quellzirkus, führen bei relativ größter Flußdichte des Tales vier vielverzweigte Wildbäche ihre Wasser strahlenförmig in der Nähe von Maglio di Colla zusammen. Unterhalb Maglio empfängt der Cassarate von rechts noch zwei größere, in tiefen Tobeln rauschende Wildbäche und unzählige, nur wenig tief ins Gehänge eingefressene, meist nur periodisch fließende Rinnsale; von links dagegen kommen nur der ansehnliche Bach des V. di Spina und einige kleinere, meist trocken liegende Bachrinnen, während sich weiter talaus die Asymmetrie der Wasserscheide im Mangel eines Einzugsgebietes und damit nur kümmerlicher Bachentwicklung und Zerschneidung spiegelt. Aus diesem Grunde findet sich an dieser Stelle die besterhaltene Terrasse des Tales (Arla).

Nicht nur die Talrichtung ist strukturell bedingt, sondern auch der Talquerschnitt, der, wenn auch nicht in reiner Form, die Züge des Isoklinaltales trägt: Wohl fallen mittlere Talachse und Fluß zusammen, aber die Böschungsverhältnisse der N-Seite unterscheiden sich in charakteristischer Weise von denen der S-Seite. Während hier die steilsten Böschungen auftreten, sind die Hänge der N-Seite infolge des Gehängeauswärtsfallens der Schichten von allem Anfange an flacher angelegt worden. Dagegen sind hier nahezu keine Flachterrassen erhalten, während im S eine größere Zahl ebener Leistenflächen auftritt.

Der Abtrag durch die Wirkung der Schwerkraft in Verbindung mit den starken mediterranen Regengüssen und der relativen Undurchlässigkeit des Bodens arbeitet auch heute noch sichtbar an der Ausgleichung der Gefällsbrüche, wie die zahlreichen und oft beträchtlichen Anrisse und Rutschungen namentlich in den tiefern, steilen Abschnitten des Querschnittes an Gehängeknicken zeigen.

So sind Rutschungen, verbunden mit kleinen Felsstürzen z. B. recht häufig in dem untern Teile der Alp Musgatina, so über dem P. 1185 am untern Rand einer Verflachung in 1250 m; erwähnenswert sind ebenfalls die großen Sackungen oberhalb der Monti von Corticiasca, welche eine ausgedehnte Verflachung in ca. 1300 m zu vernichten suchen; weiterhin treten überall an den steilen Tobelwänden Abrutschungen auf; unter einer kleinen Verflachung von P. 1197 über Insone sackt das Gehänge in mächtigen Paketen stufenförmig gegen die Terrasse des Dorfes ab.

Trotz diesen Zerstörungsvorgängen sind aber die durch die verschiedenen Eintiefungsphasen erzeugten Formen noch in weiter Verbreitung erhalten, und namentlich in den höhern Lagen (über 1300 m ca.) ist die Denu-

dation infolge zu kleiner Böschungswinkel und zu geringer Gefällsbrüche offenbar nahezu zum Stillstand gekommen. Entsprechend der Höhenlage und über lange Zeit herrschenden Trockenheit kommt auch chemische Verwitterung, welche in den Zeiten der Entstehung dieser höchsten Altformen eine gewiß nicht unbedeutende Rolle spielte, nicht in Frage. Sehr alte Gehängesysteme haben sich hier in nur unbedeutend veränderter Entstehungsform unter einer nicht unansehnlichen Verwitterungsdecke in die Gegenwart hinüber gerettet. Nicht nur diese mehr flachböschigen Hänge zeigen meist gute Erhaltung, sondern auch die sie nach unten begrenzenden Leisten und Gefällsbrüche, und doch müßten diese zuerst dem Abtrag zum Opfer gefallen sein. Und auch da, wo der Abtrag an der Verwischung der alten Formen arbeitet, tut er dies in ganz typischer, lokaler Weise: Er greift die Gefällsknicke von unten her an und verschiebt diese hangaufwärts, wobei aber die über dem aufwärtswandernden Knick liegende alte Gehängeform vorerst nicht angegriffen wird, oder aber nach vollzogener Abtragsarbeit ganz verschwindet. So zielt der Abtrag darauf hin, aus einem gestuften Hangprofil eine einheitliche Gehängeflucht zu gestalten. Die aus genetischer Diskontinuität entstandene gebrochene Hanggestaltung wird durch den Ablauf des auf eine einheitliche Denudationsbasis gerichteten Abtrags endlich zu ungebrochen fallender Hangform. Diskontinuierlicher Vorgang schafft abgetreppte, uneinheitliche Formen, kontinuierlicher aber auch ebensolche in sich geschlossene Formenwelt.

Unsere Beobachtungen sprechen entschieden gegen die jüngst von Walther Penck entwickelten Ansichten über die Hangformung. Anderseits weisen sie auf die außerordentlich frappante Langlebigkeit der Formen hin, die von Sölch (*82*) in letzter Zeit verschiedentlich betont wurde. Diese Tatsache gibt in vielen Fällen den einzigen Schlüssel zum Verständnis mancher Formkomplexe, und es wird eine Aufgabe zukünftiger morphologischer Forschung sein, gerade diese Frage eingehend zu untersuchen.

Das V. di Colla trägt mit aller Schärfe die Formen fluviatiler Zerschneidung. Herrscht der V-förmige Querschnitt schon im Haupttal, dessen Fluß nur auf kurze Strecken auf einem ca 100 m breiten Talboden, sonst aber meist in engem Einschnitt wild dahinschäumt, so ist er ganz klar in den Seitentälern ausgebildet, deren Kerbtalcharakter mitunter erst am Talausgang durch eine schmale Talsohle gemildert wird. Zahlreiche, meist etwas abgeschrägte Leisten, Gehängeverflachungen, Spornverebnungen, Eckflächen und Gefällsbrüche unterbrechen und gliedern die Talhänge und schaffen dermaßen ein unruhig bewegtes, unübersichtliches Relief. Die Diskontinuität der Talbildung tritt uns nicht nur in den erwähnten, abgestorbenen Resten entgegen, sondern auch in den heute noch lebenden einzelnen Stufen des Talbodens, in den sog. „vollerhaltenen Formen", wie Diwald (*19*) diese Talstücke, die in direkter genetischer Beziehung zum sie durchfließenden Flusse stehen, nennt. Durch Verknüpfung aller dieser Elemente wurden 15 Talbodensysteme rekonstruiert (I—XV).

Die Eintiefungssysteme

Hang- und Talbodenreste sind allenthalben beobachtbar; doch ist ihre Verknüpfung nicht leicht, da ebene Bodenreste („Flachleisten") eine Selten-

heit sind; es wiegen alte Hangreste in Talbodennähe („Schrägleisten") vor, deren Zusammengehörigkeit nicht aus der Kantenhöhe der Leisten, sondern aus dieser und der Leistenneigung gegen die Talmitte bestimmt werden muß. Größere Denudationsleisten sind nicht beobachtet worden.

Die Schwierigkeiten der Rekonstruktion der alten „Talböden" wären außerordentlich und würden vielleicht sichere Resultate verhindern, wenn nicht die Reste *eines* Eintiefungssystems in so häufigen und guten Resten erhalten wären, daß der Verlauf desselben mit großer Sicherheit bestimmt werden kann. Dieses System, dessen Verlauf in alle Seitentäler hinein verfolgt werden kann, wird zum Leitniveau, das uns auch wertvolle Anhaltspunkte über die über und unter ihm beobachteten Leisten und die richtige Art ihrer Verknüpfung gibt.

Das Leitniveau (Arla-System, VIII)

Während der vordere Talteil das Bild eines weit geöffneten V mit nur geringer Breite der Leisten zeigt, verändert sich der Talquerschnitt von der Einmündung des Fiume bello an insofern, als die Schenkel des V gebrochen werden durch Einschaltung der am Fuße des Settalone breit hingelagerten prächtigen Terrasse von Arla (ca. 810/20), die an ihrer breitesten Stelle bei geringem Anstieg bergwärts 200 m mißt und mit dem ehemaligen Talboden direkt identifiziert werden muß. Die Terrasse verschwindet taleinwärts an dem sich plump vordrängenden Rücken des Mattor dei Falchi, um dann beidseits des V. di Spina in schrägen Flächen wieder klar in Erscheinung zu treten: W dieses Tales schmiegt sich die Häusergruppe von Treccio auf einen kleinen Gehängerest und ö bietet eine schwach ansteigende schöne Eckterrasse dem Dorfe Piandera günstigen Siedlungs- und Wirtschaftsraum.

Das System setzt sich in Hangflächen ins Spinatal hinein fort bis zur Häusergruppe von Cugnoloni, in deren Nähe der Anschluß an den heutigen Seitentalboden in 1020 m erfolgt. Auch in diesem Seitentale übernimmt das Arlaniveau die Rolle des Leitsystems.

Außer der Pianderaterrasse sind am Cimadera-Rücken keine deutlichen Reste des Systems erhalten; dagegen gehört dazu die gut ausgebildete kleine Eckfläche von P. 928, die ein Kirchlein trägt. Es ist dies taleinwärts die letzte Leiste dieses Niveaus s des Cassarate; dieser hat durch die Unterschneidung des Cardaiolo-Terminaja-Spornes bis auf 1000 m hinauf einen homogenen Steilhang geschaffen. Die Eckterrassen von Treccio, Piandera und P. 928 sind in typischer Schutzlage an Ausweitungen des Tales bei Seitentalmündungen.

Zwei Gründe machen die Erhaltung der Terrassen gerade an diesen Stellen begreiflich: Während die auf das Arlasystem folgenden Eintiefungsphasen an den schmalern Querschnitten des Tales das Arlaniveau hatten aufzehren können, gelang ihnen dies nicht in den Talweitungen; zudem dürfte durch den Einfluß des Seitenbaches der Hauptfluß beim Eintiefen auf die gegenüber liegende Talseite gedrängt worden sein, wodurch ebenfalls die Erhaltung der Eckleisten begünstigt wurde.

Dagegen ist das Niveau n des Flusses in der schönen Terrasse von Bogno erhalten, deren untere Teile dem Talboden angehörten und bis in den Talschluß zu verfolgen sind, wo in 990 m oberhalb einer Talstufe von ca. 30 m die Vereinigung mit dem heutigen Talboden stattfindet. Hier findet das Arlaniveau durch Rückwärtseinschneiden des Cassarate in die höhere Talstufe noch heute langsamen Zuwachs, wird aber anderseits von unten her angeschnitten und stetsfort aufgezehrt.

Die untern Häuser des Dorfes Bogno sind auf einer Akkumulationsterrasse erbaut, die sich höhengleich an die Felsterrasse anlehnt.

Befinden sich von den vier Resten des Arlaniveaus im S des Cassarate drei in bezeichnender Ecklage am Ausgange der Seitentäler, so sind die Niveaureste der südexponierten, dörferreichen Talseite, die als Ganzes von den schmal und tief eingefressenen Seitentälern an drei Stellen unterbrochen wird, Gehängeleisten, die dem Berghange längs folgen und an den Einmündungsstellen der Seitentobel nur unmerklich oder gar nicht verbreitert sind. Während eben das V. di Spina und das V. di Cardada sowohl heute als auch in höhern, frühern Talsystemen als Sohlentäler mit breiter, trichterförmiger Mündung ins Haupttal ausgehen, stoßen die erosionsschwächern Täler des Fiume bello und von Osnago mit Ausnahme der höchsten Niveaus ohne Übergang mit scharfem Kerbschnitt am Haupttalgehänge ab, eine Folge der geringern Erosionskraft dieser Wildbäche, welche sich auch in der Gestaltung ihres Längsprofils auswirkt.

Zum Arlaniveau gehören hier die geneigte Spornterrasse von Colla, dann Hangstücke unter Signora und Scareglia in 870 m und namentlich die schöne Terrasse von Insone, an deren unterm Rande die Dorfkirche in aussichtsreicher Lage steht. Undeutlich ist das Niveau sodann über einige Hangverflachungen über Carusio und bei Costa zu verfolgen, wogegen es als kleine, ebene Fläche deutlich bei Bidogno erhalten ist.

Weiter talaus ist man versucht, eine Fortsetzung über die langsam absteigende Dörferreihe Bidogno-Treggia-Roveredo zu „konstruieren", eine Versuchung, welcher der Geomorphologe im Südtessin mit seinen so sehr formverwachsenen und formbetonenden Siedlungen ausgesetzt ist. Bei genauer Untersuchung aber zeigt sich die Fortsetzung in einigen kleinen Leisten über Treggia und Roveredo, die das Niveau zu der stark gerundbuckelten Eckfläche von P. 772 über Campestro führen.

Einige Systemreste der Nordseite

Der nur wenig zerfressene Hang oberhalb und über Bogno im Talschluß zeigt über der schön ausgebildeten Terrasse dieses Dorfes klar zwei talaus fallende Gehängeverflachungen in ca. 1200 m und ca. 1400 m, die zu den Systemen IV und II gehören; sie steigen schwach an bis unter den S. Lucio-Paß, wo sie an dem Einzugstrichter des Cassarate absetzen. Auch gegen N wird dieser breite, gestufte Hang abgeschnitten: Der plumpe Leib des M. Garzirola ist von den steil ansteigenden Runsen des Cugnolo und seiner Seitenbäche zerfressen, und nur auf einigen Kämmen zwischen den Runsen schimmert die ursprünglich steil terrassierte Hangfläche noch undeutllich durch.

Nur teilweise brauchbar sind die Verflachungen des Spornes, auf dessen unterster und breitester Terrasse Colla treppenförmig ansteigend liegt. Nach oben zu folgt eine Verschmälerung, auf der die Kirche liegt, und weiterhin der vom Hintergehänge durch Hangzerstörung abgetrennte P. 1124, beides Verflachungen, die erst durch weitgehende Unterschneidung des Hanges von den Seitentobeln her entstanden sind. Eine zum Niveau IV gehörende Leiste liegt dagegen vor in dem nur wenig geneigten Boden, der eng gedrängt die Maiensäß-Siedlung von Colla trägt (ai Barchi 1243). Über eine weitere Zuschärfung des Spornes unter Isolierung zweier Resthügel (1354) gelangt man erst wieder in der Höhe von 1550 m (A. Pietrarossa) auf alterhaltene Flächen, die zum zweitobersten Talbodensystem gehören.

Bedeutend ursprünglichere Erhaltung der Hänge finden wir unter dem Moncucco, M. Bar und M. Caval Drossa. Über dem Arlaniveau (VIII) sind klar ausgeprägt die verflachten Gehänge von Signora und Scareglia, die beide dem Boden VI angehören. Zu demselben Boden senkt sich die kleine Leiste ö Piandera am Cimadera-Rücken, auf der fünf Behausungen stehen (980). Die nächste deutliche Verflachung über diesem Niveau ist die Monti-Terrasse von Ai Barchi (1230), die gleich hoch liegt wie die Barchi ob Colla. Darüber folgen nun keine eigentlichen Bodenverflachungen mehr, sondern das Gehänge weicht als Ganzes zurück unter gleichzeitiger ruckweiser Abnahme der Böschungswinkel an Hangknicken; während schon die orientierende Beobachtung eine Folge von zwei und am M. Bar von drei Hangsystemen mit aller Deutlichkeit erkennen läßt, zeigt uns eine anschließende Messung der Böschungswinkel der einzelnen Hangflächen eine auffallende Übereinstimmung der verschiedenen Gehängeabschnitte in annähernd gleicher Höhenlage (p. 44 f.). So war eine klare Zuteilung der Hangsysteme zu den verschiedenen Eintiefungsphasen an Hand der regelmäßigen, aber nicht durchaus höhenkonstanten Folge der Hangknicke möglich.

Zum ersten dieser hochgelegenen Systeme (I) gehört der Gipfel des M. Bar mitsamt dem darunter folgenden Hang bis zum Böschungsknick in 1680 m mit einer Hangneigung von 12°. Möglicherweise ist ein Rest dieses Systems die Gipfelverflachung des M. Caval Drossa, deren mittlere Böschung von 7½° in 1620 m flach an dem steilern Hang darunter abstößt. Sehr wahrscheinlich ist dazu auch zu rechnen ein Teil des Kammes des M. Garzirola von 1800 m über die Cima Scivera bis zum P. 2080 mit einem Gefälle von 11½°, während die höchste Gipfelverflachung mit 3° Anstieg den Rest eines noch ältern Reliefs darstellen dürfte.

Darunter folgen die Gehänge der zweiten Eintiefungsphase, die am schönsten unter dem M. Bar ausgebildet sind: Mit gleichmäßigem Gefälle von 15° führt der Hang vom Böschungsknick in 1680 m hinunter auf 1520 m, wo erneut eine Versteilung des Reliefs eintritt, geschaffen durch die Eintiefung des Systems III. Der die Hänge des Systems II unten begrenzende Knick findet sich unter dem M. Caval Drossa in 1530 m, beim Moncucco in 1460 m und bei der Collarippe in 1550 m Höhe.

Am Moncucco versteilt sich allerdings das Gehänge unter dem Gipfel bedeutend, worauf am Hangfuß die gegen das Tal vorspringenden, abgetrennten Hügel der Torretone auftreten; der alte Hang des Systems II ist durch den steil eingefressenen Einzugstrichter des V. di Crana (n Maglio) von der

Seite her angeschnitten und am Tobelrand in eine Reihe kleiner „Türme" aufgelöst worden. Unter Benützung des erhaltenen Hangteiles von 1460 bis 1540 m läßt sich aber der ehemalige Hang wieder rekonstruieren: Er trifft bei Annahme gleichen Gefälles, wie es das erhaltene Hangstück unter den Torretone heute noch zeigt, knapp unter der Moncucco-Kuppe auf den obersten Teil des ehemaligen Gehänges; der rekonstruierte Hang zeigt einen Böschungswinkel von 13°, was mit den übrigen Böschungen des Systemes sehr gut übereinstimmt. Es sei als Beispiel nur dieser nicht uninteressante Rekonstruktionsversuch alter Hänge angeführt.

Es muß nochmals betont werden, daß die über den scharfen Böschungsknicken erhaltenen Hänge seit ihrer Entstehung keine bedeutendere Umwandlung erfahren haben mit Ausnahme der schon erwähnten Fälle in der Nachbarschaft der seitlichen Tobel. Es kommt der langsamen Bodenversetzung in diesen Gebieten wohl infolge zu großer Trockenheit im Durchschnitt des Jahres eine sehr geringe Bedeutung zu; heute noch formändernde Kräfte sind die Sackungen, Rutschungen und kleinen Stürze an den tief eingeschnittenen Tobeln und untern steilen Haupttalhängen, Vorgänge, welche durch die künstlich erzeugte Waldarmut beträchtlich gefördert werden. Die großen Schuttmassen des Cassarate, welche dieser während der Herbstregen talaus fördert, sind Ausdruck dieser lokal hohen Abtragswerte.

Sind die Flächen des Systems III schon nicht mehr so gut erhalten wie die höhern, so ändert sich dies nun desto mehr, je tiefer man am Talhang hinabsteigt. Nicht nur findet eine fortgesetzte Zunahme der Böschungswinkel statt, sondern die Unterschiede der Neigung der Hänge eines Systems werden stets größer, die Hangentwicklungen der Systeme stets unregelmäßiger. Sodann ist auch die Erhaltung der einzelnen Erosionsphasen sehr ungleich, da die Eingriffe der jüngern in die Reste der ältern Phasen bei der zunehmenden Versteilung und dadurch bedingten Verstärkung der Unterschneidung der ältern Systeme stetsfort wirksamer werden. Aus diesem Grunde können die Böschungsverhältnisse nicht mehr wie in den höhern Niveaus Stützpunkte für die Rekonstruktion der Eintiefungssysteme sein.

Einige Flächen der S-Seite über dem Arlasystem

Während Reste des Systems VII erst im unterhalb von Osnago liegenden Talabschnitt erscheinen und auch Gehängereste des Niveau V im obern Talteil nicht erhalten sind, kommen die Phasen VI, IV und die höchsten III—I an deutlichen Hangresten und z. T. sehr schönen Bodenstücken zum Ausdruck. Da ist vor allem die prächtige, breite und 400 m lange Spornebenheit von Cardaiolo (ca. 1000) zu nennen, von welcher mit ca. 48° der Hang steil zum Cassarate abfällt. Darüber folgt ein mit bis 35° ansteigender, schwach konkaver Steilhang bis 1200 m, wo die schmale Spornverflachung Terminaja den Anstieg unterbricht (IV). Darüber steigt der wieder langsam breiter werdende Kamm nun bedeutend sanfter an mit 19° bis 1330 m (III), 18° bis 1500 m (II) und 16° bis zum M. Cucco. Höhe dieser höchsten Hangknicke und Böchungswinkel der verschieden geneigten Hangflächen entsprechen in auffallender Übereinstimmung den Verhältnissen des N-Hanges.

System	M. Garzirola-S. Lucio Höhe(m)	Winkel	Colla-Rippe Höhe(m)	Winkel	Moncucco-Scareglia Höhe(m)	Winkel	M. Bar-Insone Höhe(m)	Winkel	M. Bar-Albumo Höhe(m)	Winkel	M.Caval Drossa-Bidogno Höhe(m)	Winkel	Roveredo-Oggio Höhe(m)	Winkel	System
	2 119						1 820		1 820		1 636				
		3°													
	2 070														
		$11^1/_2{}^0$						12°		12°		$7^1/_2{}^0$			
I	1 800		1 695		1 729		1 680		1 680		1 620				I
				$15^1/_2{}^0$		$13^1/_2{}^0$		15°		15°		12°			
II			1 551		1 460		1 520		1 520		1 530				II
				18°		$18^1/_2{}^0$		24°		$18^1/_2{}^0$		16°			
III			1 320		1 290		1 320		1 260		1 290				III
				24°		$21^1/_2{}^0$		25°		20°		$22^1/_2{}^0$			
IV			1 243		1 230		1 200		1 170		1 100				IV
				13°				24°		$28^1/_2{}^0$		$22^1/_2{}^0$			
V			1 124				1 097		1 020		998				V
				(18°)		$22^1/_2{}^0$						$24^1/_2{}^0$			
VI			(1 057)		1 000						900		900		VI
								29°							
VII							930								VII
				28°		34°		28°				32°		26°	
VIII			950		880		868				780		760		VIII
										$27^1/_2{}^0$					
IX									770						IX
				31°								29°			
X			840								690				X
						24°								26°	
XI					760								610		XI
								$32^1/_2{}^0$							
XII							690								XII
XIII													588		XIII
										31°					
XIV									600						XIV
												$26^1/_2{}^0$		35°	
XV											540		520		XV

Systemböschungen

System	Certara-Sporn Höhe (m)	Winkel	Cimadera-Sporn Höhe (m)	Winkel	Mattor dei Falchi Höhe (m)	Winkel	Settalone-Arla Höhe (m)	Winkel	Paragna Höhe (m)	Winkel	Rovraccio Höhe (m)	Winkel	System
I													I
II	1 627	$16^1/_2{}^0$	1 605	13°									II
III	1 500	18°	1 540	$19^1/_2{}^0$	1 400	$10^1/_2{}^0$							III
IV	1 330	19°	1 290	24°	1 291	16°							IV
V	1 196		1 200	(6°)	1 216	18°	1 067						V
VI		25°	(1 147)	30°	1 110								VI
VII	1 000		975			$30^1/_2{}^0$			925	24°	907	36°	VII
VIII				29°	910	$22^1/_2{}^0$		$41^1/_2{}^0$	870	30°	850		VIII
IX			870		870		818		790	19°		43°	IX
X		$47^1/_2{}^0$						$24^1/_2{}^0$	730		720		X
XI	860			32°			710						XI
XII			750			35°							XII
XIII					690							35°	XIII
XIV								$41^1/_2{}^0$			580		XIV
XV							600			$36^1/_2{}^0$		42°	XV
									540		520		

Auf der Westseite dieses ansteigenden Kammrückens befindet sich die einzige Form des Tales, welche karähnliche Züge trägt, während alle übrigen Formen wie Quelltrichter, Hänge und Täler die Ausformung durch fluviatile Kräfte beweisen. Es ist eine Gehängenische, die über Frecc in ca. 1270 m in den Abhang eingelassen ist mit ziemlich flachem, zwei Stufen aufweisenden Nischenboden und steiler Umrahmung. Doch liegt der obere Rand dieses „Pseudokares" noch über 100 m unter der Rißschneegrenze! Die Nische ist nichts anderes als der heute bachlose Einzugskessel eines zum System IV gehörenden kleinen Gewässers, welches dem Tempo der fluviatilen „Untertiefung" nicht zu folgen vermochte.

Der Rücken von Cimadera weist bewegte Altformung auf; eine eingehende Untersuchung ergab, daß nicht nur die Verflachungen von P. 1147 bis in 1200 m, sondern auch die in diesem Abschnitt liegenden, ausgeglichenen Kammformen der Cima ai Prè Überreste alter Eintiefungssysteme (IV—VI) sind. Über der Verebnung von IV folgt hier sodann ein mit 24° ansteigender Kamm, der bei 1290 m durch eine Flachterrasse unterbrochen wird (III). Die Kammfortsetzung, die Costa della fornace[2], hat eine Böschung von 19°, ist also trotz ihrer verhältnismäßigen Schärfe nur wenig steiler als die Hangteile dieses Systemes (18°), was auf eine nur geringe Zerstörung der Kammfront durch spätere Phasen schließen läßt.

Zeigen schon die beiden oben besprochenen Rückenkämme von Cimadera und Certara in ausgedehntem Maße hohe Verflachungen, so macht hierin auch keine Ausnahme der hohe, mit seiner breiten und steilen Front bastionartig ins Tal vorgebaute Mattor dei Falchi. Die prächtige Ebenheit in 1400 m (II) ist eine der schönsten Flachterrassen des Gebietes.

Gestaltung des Talsohlenverlaufs

Der Talgrund des V. di Colla ist ganz ausgesprochen gestuft. Die beigegebene Tabelle (p. 47) zeigt die Gestaltung der Gefällsverhältnisse naturgetreu, obschon eine geringere Äquidistanz der Karte noch diese und jene, aber wie die Begehung des Tales erwies, nur geringfügige Änderung zur Folge hätte. Neun Hauptstufen mit jeweils darüber folgender Flachstrecke erzeugen eine flach ansteigende Fluß- und Taltreppe (Profil 1).

Von den Talstufen der glazialen Trogtäler unterscheiden sich diese Gefällsversteilungen dadurch ganz eindeutig, daß sie taleinwärts aus den flachern Talstrecken durch allmähliche Gefällszunahme übergehen, während der obere Rand der Versteilung gewöhnlich markanter an der nächst höhern Flachstrecke absetzt. Es liegen also nicht scharfe, wandartige oder jedenfalls sehr steile Stufen vor, sondern nur steilere Laufstrecken zwischen flachern; Sölch (*84*) hat diese sehr treffend „*Steilen*" genannt. Der Gegensatz zu den häufig wandartigen Stufen der glazial beeinflußten Alpentäler ist sinnfällig; Penck (*62*, p. 432) weist mit Recht darauf hin, daß die Erklärung Heims, der die Talstufen dieser Täler als fluviatil entstandene Gefällssteilen betrachtet, nicht zureichend ist: „Dieser Deutung steht entgegen, daß unsere

[2] Costa, d. h. Rippe, nach einer ehemaligen Kalkbrennerei, welche sich hier in der Nähe des Rohstoffes ca. 500 m über dem Talgrunde befand.

Das Längsprofil des Val di Colla

Treppung	Höhe m	Länge m	Gefälle ‰	System
Flachstrecke	(390)— 430	750	55	XVI
Steile	430— 510	650	125	
Flachstrecke	510 — 540	1 400	21	XV
Steile	540— 590	900	55	
Flachstrecke	590 — 600	300	35	XIV
Steile	600— 630	540	55	
Flachstrecke	630 — 660	610	50	XIII
Steile	660— 690	350	85	
Flachstrecke	690 — 720	550	55	XII
Steile	720— 750	230	130	
Steile	750— 780	320	95	XI
Flachstrecke	780 — 840	1 000	60	X
Steile	840— 900	550	110	
Steile	900— 930	200	150	
Flachstrecke	930 — 960	360	85	IX
Steile	960— 990	100	300	
Flachstrecke	990 —1 020	160	190	VIII
	1 020 —1 050	140	215	
Steile	1 050—1 080	70	430	
Flachstrecke	1 080 —1 110	180	165	VI
Steile	1 110—1 200	270	340	
Steile	1 200—1 230	50	600	
Flachstrecke	1 230 —1 320	230	390	V

Talböden nach oben meist durch steil ansteigende Talstufen stumpf begrenzt werden, während bei den Stufen, die infolge einer Neubelebung der Erosion von Flüssen gebildet werden, der tiefere Talboden spitz in den höhern auslaufen sollte.“ Es ist nicht nur möglich, sondern sogar sehr wahrscheinlich, daß in den Talstufen der Trogtäler oft umgewandelte fluviatil gebildete Steilen vorliegen; aber es sind offenbar noch andere Kräfte an der Formung vieler alpiner Talstufen beteiligt, wie der Gegensatz der rein fluviatilen Steilen und jener nachdrücklich zu zeigen scheint. Auch in der Lage der Steilen tut sich ein klarer Gegensatz kund: Während im V. di Colla die Haupttalsteilen lediglich den gegenwärtigen Stand des Rückschreitens der Steilen bedeuten, ist die nicht zu verkennende häufige Bindung der Stufen der großen Alpentäler an die Einmündung von Nebentälern nicht ohne weiteres fluviatil zu verstehen. Mit Ausnahme der Steile oberhalb Osnago, die oberhalb der Einmündung von zwei Seitentälern liegt, ist die Lage der andern Steilen nicht lokal bedingt, und das Fehlen von Steilen oberhalb der andern Seitentalmündungen läßt uns das Zusammentreffen von Steile und Nebentalmündung bei Osnago als rein zufällig erscheinen.

Die zwischen den einzelnen Steilen eingeschalteten Fluß- und Talstrecken geringern Gefälles kann man nicht ohne weiteres als „Talböden“ bezeich-

nen. Obwohl die meisten dieser gefällsschwächern Talstücke schon einen wenn auch oft nur schmalen, so doch deutlich ausgebildeten Talboden aufweisen, so erscheint doch gerade im V. di Colla der Fall, daß der Cassarate bei geringem und offenbar ausgeglichenem Gefälle in schmaler Kerbschlucht dahinrauscht; eine solche Flußstrecke liegt vor unterhalb dem P. 602 bis zum Talausgang; hier scheint der Fluß erosionsdynamisch gerade am Wendepunkt von der Tiefen- zur Seitennagung zu stehen. Aus diesem Grunde bezeichnen wir die Abschnitte zwischen den Steilen als „*Flachstrecken*".

Ein Vergleich der verschiedenen Steilen und der Flachstrecken unter sich zeigt eine stetige Zunahme des Gefälles talein. Während die unterste Flachstrecke (im Kerbtal) nur ein Gefälle von 21‰ besitzt, nimmt dieses ständig zu über 35, 50, 55, 60, 85, 190, (167) und 390‰. Auch bei den Steilen tritt uns diese Zunahme entgegen. Diese Tatsache, die aufs schönste in Übereinstimmung steht mit der mit steigender Wassermasse stets flachern Gestaltung der Gefällskurve, beweist ihrerseits die rein fluviatile Ausgestaltung des Talbodens.

Eine Ausnahme stellt die Steile oberhalb Osnago dar; über einer steilern Partie folgt hier eine flachere Steilenstrecke. Dies erklärt sich daraus, daß diese Steile nicht homogen ist, sondern zu zwei Talbodensystemen gehört. Die obere flachere Partie ist der letzte Rest eines über dem untern Steilenteil liegenden Systemes. Die Steile ist zusammengesetzt aus einer normalen Steile und einer zweiten, obern Systemsteile.

Zusammenhang der Leisten unter dem Arlasystem mit den Flachstrecken

Die Leisten unter dem Arlaniveau sind in der v-förmig schmalen untern Talregion infolge intensiver Abtragung, Unterschneidung und Zerstörung nur noch in kleinern und einzelnen, aber zum Teil fast horizontalen Resten erhalten.

Einige gute Leisten, so z. B. über Osnago, Curtina usw. laufen zum Talboden über 930 m unter Bogno hinaus. Die nächst tiefere Flachstrecke fällt langsam bis 780 m, wo dann die sehr ausgeprägte zusammengesetzte Steile, die „*Sammelsteile*" von Osnago einsetzt. Beide hier nach unten in die Luft ausstreichenden Böden sind mittelst der Leisten gut zu verfolgen: Am N-Hang etwas unterhalb Curtina (740), dann in einigen kleinern Flächen bei Lupo (691), das auf einem flachen Hangstücke des Systems liegt, und über Lopagno in 660 m, während s des Flusses eine Spornfläche zwischen Spinabach und Cassarate nw der Brücke bei P. 744 und einige kleine Reste zu diesem System X gehören. Das System XI, welches in den oberen flachern Teil der Sammelsteile ob Osnago ausläuft, kann bei dieser Ortschaft gut aus der Flachstrecke in die Leisten verfolgt werden.

Die Flachstrecke unter Osnago kann weiter nicht genau verfolgt werden; eine Fläche am Sporn zwischen P. 602 und P. 656 mag dazu gezählt werden, und dann mit Wahrscheinlichkeit die schöne Terrasse in 580 m unter Lopagno (XII). Bei dem erwähnten Sporn setzt ein neues System mit einer Steile ein. Die Fortsetzung der über dieser befindlichen Flachstrecke des nächst höhern Systemes kann gut verfolgt werden an zahlreichen kleinen Spornen auf beiden Flußseiten, namentlich aber als schöne Flächen unter

Lupo und besonders beim untern Dorfteil von Oggio bis unter Lopagno, wo sich der Übergang in die schönen flachen Terrassen des Gebietes von Tesserete vollzieht (XIII). Unter diesem Niveau besitzt der Taleinschnitt regelmäßige V-Form; doch auch hier können ca. 25 m über dem Fluß und 25 m unter den Flächen des Systems XIII deutlich flache Terrassen konstatiert werden, die talauf in die Flachstrecke 590—600 m übergehen. Darunter folgt die Flachstrecke des Cassarate, welcher bei 510 m durch sein Rauschen und Schäumen tief unten in der Kerbschlucht seinen Eintritt in die letzte große Steile seines Laufes anzeigt, die ihn rasch hinab führt in die Talweitung von Stampa. Die Straße muß sich infolge der schluchtartigen Form des untersten Systemes hoch über dem Fluß halten. Sie benützt vorwiegend die Verflachungen des Oggio-Niveaus; erst beim P. 602 gelangt sie in Flußnähe.

Die Taltreppen der Nebentäler

Die ausgezeichnet entwickelten Taltreppen der Nebentäler fügen sich in die besprochenen Systeme gut ein und bestätigen dadurch die Rekonstruktion.

Die sechs Seitenbäche haben in den Flachstrecken nur sehr schmale Talböden ausbilden können mit Ausnahme des ca. 40—50 m breiten untersten Bodens des Cardadatales, das den wasserreichsten Seitenbach führt. In schmalen, steilböschigen Sohlen- oder noch mehr Kerbtälern fließen die Bäche in den Flachstrecken dahin, und zwar auch in den höchsten Treppenteilen, welche in den hintersten Tobelabschnitten liegen und deutlich auf hohe Haupttalniveaus hinausgehen. Die Enge des Talquerschnittes dieser alten „Treppenböden", die man wiederum zutreffender Treppenflachstrecken nennen dürfte, weist darauf hin, daß es kleinen Bächen wohl möglich ist, sich in nicht allzu langer Zeit auf das Niveau des Haupttales erosionsterminant einzuschneiden, daß dann aber die weitere Ausgestaltung des Tales mit zunehmender Taltiefe stets größere Zeiträume in Anspruch nimmt. Das Mißverhältnis zwischen der Größe der abzutragenden Hangmassen und der geringen Stoßkraft des Seitenbaches in den Flachstrecken, aber auch in den Steilen, ist zu groß. Die Bäche mußten sich bis heute im wesentlichen mit dem Abtransport abgerutschten Materials während der Hochwasser begnügen, und nur an wenigen Stellen ist eine Talverbreiterung durch aktive Seitenerosion der Bäche gelungen. Wo breitere Talsohlen auftreten, sind es meistens nichts anderes als schuttüberdeckte Hochwasserbetten der Wildbäche, in denen während der längsten Zeit des Jahres ein kümmerlicher Wasserfaden herumirrt. Aus diesem Grunde sind auch keine Talbodenleisten erhalten; die Mehrphasigkeit der Talbildung äußert sich an den Tobelhängen nur durch z. T. stark verwischte und verrutschte und nur in den obern Niveaus besser erhaltene Hangknicke, mit Ausnahme der s Nebentäler, wo im V. di Spina das Arlaniveau und im V. di Cardada das System VI an sehr gut erhaltenen Schrägleisten talein einwandfrei verfolgt werden können. In den übrigen Tälern dagegen gestatten die Verflachungen am Talausgang (Eckterrassen) jeweils Schlüsse auf den Zusammenhang der Treppenflachstrecken.

Alle Seitentäler münden gleichsohlig mit Flachstrecken ins Haupttal.

Die Nebentaltreppen des Val di Colla

Nebental	Vordere Höhe der Treppenfläche m	Abstand von der Haupttalachse m	Länge der Flachstrecke m	Gefälle derselben ‰	Gefälle der rekonstruierten Systeme ‰	Mündungshöhe im Haupttal m	System
V. del	(840)	0	700	85	85	(840)	X
Ciapellone	1 020	520	580	150	180	930	VIII
	1 170	1 180	300	270	150	1 000	VI
	1 380	1 720	110	270	170	1 080	V
Valle del	wie oben						
Cugnolo	1 110	980	150	200	180	930	VIII
V. di Crana	(820)	0	750	130	130	820	X
(n Maglio)	1 050	1 300	225	130	110	910	VIII
	1 170	1 850	200	150	115	990	VI
	1 260	2 180	100	300	110	1 080	V
	(1 410)	2 470	—	320	140	1 190	IV
V. di Cardada	(820)	0	300	65	65	(820)	X
(s Maglio)	870	600	550	55	55	850	IX
w Bach	1 020	1 480	220	140	80	910	VIII
ö Bach	1 050	1 600	450	200			
„	1 140	2 100	250	240	80	990	VI
„	1 260	2 450	150	400	80	1 080	V
V. di Spina	(710)	0	350	115	115	(710)	XII
	840	750	150	200	135	750	X
	930	1 050	230	260	150	800	IX
	1 020	1 350	130	230	140	860	VIII
	1 200	1 850	150	400	155	965	VI
	1 260	2 000	100	300	160	1 050	V
V. d'Osnago	(720)	0	200	200	200	(720)	XII
	870	450	240	250	220	800	IX
	960	720	210	280	190	860	VIII
	1 020	930	250	120	75	965	VI
	? 1 080	1 330	300	100 ?	75 ?	?	?
	1 140	1 750	400	75	75	1 050	V
V. Fiume bello	(590)	0	300	300	300	590	XIV
	840	700	250	240	245	700	X
	900	950	200	150	150	810	VIII
	1 020	1 450	150	200	110	920	VI
	1 080	1 680	250	120	90	1 000	V
	1 170	2 150	300	200	60	1 100	IV

a) Der Rückschnitt der Steilen in den Seitentälern

Während bei vier Nebentälern die untersten Steilen schon beträchtlich talein gewandert sind, sind die tiefern Eintiefungsstadien im V. d'Osnago und im V. di Fiume bello nur wenig eingedrungen, weshalb hier die Vorderkanten der höhern Treppenflachstrecken mehr an das Haupttal herantreten, wie die Zahlen in obiger Tabelle zeigen. Für das Arlaniveau beträgt der Abstand derselben von der Haupttal-Mittelachse z. B.: 520, 980, 1300, 1480, 1600, 1350 m; V. d'Osnago: 720 m, V. di Fiume bello: 950 m. Die niedrige Zahl des V. del Ciapellone (520) und des V. del Cugnolo (980) erklärt sich aus der Lage dieser Nebentäler im hintersten, höchsten Teile des Tales: Hier hat die Zerstörungsarbeit durch das System VIII später eingesetzt als in den vordern Nebentälern. Während die Mündung des V. del Ciapellone auf den zum System X gehörigen Talboden hinaus läuft, ist der Fiume bello schon auf das Niveau XIV eingeschnitten. Deshalb kann der Vergleich der Rückschneidung eines Systemes an verschiedenen Punkten nicht ohne weiteres als Maß der Erosionskraft der Seitenbäche Verwendung finden; dagegen kann als sicheres Vergleichsmaß der Rückschneidungsstärke der verschiedenen Seitenbäche der Abstand eines in bestimmter Höhe über der Seitentalmündung befindlichen Punktes des Seitenbaches vom Haupttal gelten. In der folgenden Zusammenstellung wurde die Größe des Rückschnittes auf 200 m vertikalen Abstand berechnet; der Abstand des 200 m über dem Haupttal gelegenen Punktes des Seitenbaches von der Talmittelachse beträgt für folgende Täler:

Tal	Abstand m	Größenordnung
Val di Crana	1 150	2
„ „ Cardada ö Bach	1 420	1
w Bach	1 530	1
„ „ Spina	1 020	3
„ d'Osnago	590	4
„ di Fiume bello	580	5

Ebensolche Gesetzmäßigkeit der Rückschnittsgröße zeigt ein Vergleich der Länge verschiedener hoher Systeme in den Seitentälern.

Die folgende Tabelle gibt das Ergebnis dieser Messungen wieder. Es wurde zu Grunde gelegt der Abstand des obersten Steilenpunktes des

Länge der Eintiefungssysteme [in m] (O.: Größenordnung)

Nebental	System V	O.	VI	O.	VIII	O.
V. di Crana	1 970	2	1 820	2	1 700	2
V. di Cardada	2 150	1	2 200	1	1 950	1
V. di Spina	1 700	4	1 700	3	1 650	3
V. d'Osnago	2 180	3	1 500	4	730	5
V. di Fiume bello	1 450	5	1 200	5	1 080	4

Systemes (Verschneidung der Steile mit der nächst höhern Flachstrecke) von der Einmündungsstelle ins Haupttal. Diese Stelle ist genau festzustellen, wenn Haupttalleisten die Lage der Haupttalhänge oder die Lage des Haupttalbodens des betreffenden Systemes anzeigen, oder muß, wenn diese fehlen, mit Hilfe des rekonstruierten Schnittpunktes von Haupttal- mit Seitentalsystem ermittelt werden.

Aus dem Vergleich der Zahlen geht mit aller Deutlichkeit hervor, daß in jedem System der Bach des Cardadatales am weitesten zurückgreift; er ist denn auch der stärkste der Seitenbäche; ihm folgt der Bach des Cranatales, und an dritter Stelle steht der Spinabach, während an 4. und 5. wechselnd der Bach von V. d'Osnago und der Fiume bello stehen. Diese Reihenfolge kann nicht mehr sicher bestimmt werden bei den tiefern Niveaus, da hier einzelne Treppenstufen dem Abtrag zum Opfer gefallen sind, wogegen die Systeme V, VI und VIII in allen Seitentälern gut vertreten sind.

Die Gesetzmäßigkeit des Rückwanderns der Steilen wirkt sich in jedem System von neuem aus. Die Lage der einzelnen Steilen ist nicht zufällig, sondern steht in klarster Abhängigkeit von der Raschheit und zeitlichen Entwicklung der regressiven Erosion.

b) Die Systemgefälle in den Seitentälern

Entsprechend dem Gefälle der erhaltenen Treppenflachstrecken sind die zugehörigen Nebentalböden unter Zuhilfenahme noch erhaltener Eckterrassen am Talausgang, seltener von Gehängeknicken im Nebentale, rekonstruiert worden. Diese rekonstruierten Niveaus weisen das Gefälle der Flachstrecken auf, wo diese relativ gut erhalten sind, oder aber, wo die Reste nur kürzer und wir es offenbar nicht mit typischen Flachstrecken, sondern mit Übergängen zu den Steilen oder sogar untern Steilenteilen zu tun haben, ein stets weniger großes Gefälle als die Flachstrecken. Das Gefälle der rekonstruierten Systeme (p. 50) ist als Durchschnittsgefälle zu werten. Das Endgefälle im untern Teile der Flachstrecke der rekonstruierten Systeme ist also meistens etwas geringer als es die Tabelle p. 50 angibt.

Haupttalboden und rekonstruierter Seitenboden treffen sich in einigen Fällen nicht in der Nähe des heutigen Haupttalgehänges, sondern erst weiter außen im Haupttalraum; es ist dies nicht die Folge eines „Konstruktionsfehlers", sondern das Resultat späterer Zerstörung und Zurückverlegung des Haupttalhanges an der betreffenden Stelle. In bezeichnender Weise beschränken sich diese Fälle auf Orte großer Hangsteile mit Leistenmangel; so hat das System VI den Haupttalhang und damit auch Eckreste des Systemes V vollständig vernichtet bei Certara-Terminaja und dem V. di Cardada; ein ähnlicher Fall liegt vor unter der Cima ai Prè, wo das ausgedehnte Arlasystem Reste des Systemes VI weitgehend abgetragen hat.

Haupttalleisten und Mündungshöhe des Seitentalsystems müssen nicht höhengleich sein, auch wenn sie demselben Eintiefungsstadium angehören. Die beiden Skizzen zeigen deutlich, daß der Abstand zwischen Haupttalleiste und entsprechendem Seitentalniveau um so größer ist, desto steiler die betreffenden Leisten sind (Abb. 1).

Der Vergleich des Gefälles aller rekonstruierten Flachstrecken der Täler ergibt wieder die bekannte Reihenfolge nach der Größenordnung: Das V. di Cardada besitzt zufolge seines großen Baches das kleinste Gefälle. Darauf folgen das V. di Crana, V. di Spina und die andern Täler.

Gefälle und Rückschnittsgröße der einzelnen Systeme in den verschiedenen Tälern stimmen also darin überein, daß mit der Abnahme der Erosionskraft der verschiedenen Seitenbäche die Rückschnittsgrößen ab- und die Gefälle zunehmen. Auch darin herrscht also die schon betonte Gesetzmäßigkeit der fluviatilen Struktur des V. di Colla. Es wurde deswegen hier auf

Abb. 1

diese bis anhin noch wenig erörterten Verhältnisse eingetreten, weil sie nicht nur die Art der Systemrekonstruktion zu bestätigen vermögen, sondern im weitern auch die Dynamik der Entwicklung einer Tallandschaft beleuchten können: Das Val di Colla ist eine durch mehrphasige, wiederholte, gesetzmäßige Steilenrückwanderung geschaffene Taltreppe.

Formsynthese, Grundsätzliches

Das V. di Colla ist das Werk fluviatiler Erosion. Die Eintiefung der Gewässer ist aber häufig unterbrochen worden durch Zeiten, während welchen die Flüsse nicht nach der Tiefe, sondern nach der Seite wirkten; verschiedene Talböden mit ihren Gehängen kamen mit fortschreitender Eintiefung zur Ausbildung, wobei eine Ineinanderschachtelung der Systeme nach der Tiefe zu stattfand. Dieser Wechsel von Phasen der Tiefen- und der Seitennagung kann nur verursacht sein durch eine ruckweise relative Senkung der Erosionsbasis, sei es nun, daß Perioden der Senkung durch solche absoluter Ruhe oder nur geringerer Bewegungsintensität unterbrochen werden. Durch die Senkung der Erosionsbasis entsteht am Senkungsort eine Flußsteile, die sich entsprechend der rückschneidenden Erosionstendenz talein und infolge der nach oben zu abnehmenden Erosionskraft der Gewässer stets langsamer in die hintersten Teile des Flußgebietes fortbewegt, indem sie sich in die höhere Flachstrecke (älterer Talboden) einschneidet und unterhalb wiederum eine auf die Erosionsbasis gleichsohlig mündende Flachstrecke schafft. Wenn sich dieser Vorgang mehrmals wiederholt, und zwar in so kurzen Zwischenräumen, daß die einzelnen Steilen während derselben nicht bis in die obersten Talteile kommen und dort im Hintergehänge aufgehen können, so wird das Talgebiet eine ganze Reihe hintereinander aufwärts wandernder

Steilen zeigen, wobei infolge verschiedener, erosionshemmender lokaler Ursachen mannigfache Störungen des Wanderns und infolgedessen Komplikationen (Sammelsteilen) eintreten können. Es entsteht das Formbild des V. di Colla: Eine rein fluviatil geschaffene Taltreppe.

Die ehemaligen Talböden und Hänge sind bezeichnenderweise von den nachfolgenden Erosionsphasen meist nicht vollständig zerstört worden, sondern es haben sich an den Hängen in Form von Schräg- und Flachleisten Reste davon erhalten, die, sofern die zerstörende Steile noch nicht in den Talschluß gelangt ist, sich in den oberhalb derselben gelegenen Talboden, die Flachstrecke, fortsetzen. Man gelangt auf diese Weise zu einer Rekonstruktion der „alten Talböden".

Wie der heutige Talboden des V. di Colla lehrt, darf man sich den Erosionsvorgang nicht so vorstellen, wie es die Bezeichnung „Talboden" und dessen Einzeichnung auf dem Längsprofil vermuten ließen: Daß nämlich durch eine Senkung der Erosionsbasis das Rückwandern einer Steile und die Ausbildung eines Talbodens einsetzt und durchgeführt wird, so daß nach gewisser Zeit ein ausgeglichener Talboden, der sich gleichsohlig in alle Nebentäler hinein fortsetzt, bis in die hintersten Talzipfel reicht. Auch für frühere Stadien der Talentwicklung ist nicht selten eine Folge von Flachstrecken und Steilen anzunehmen. Die rekonstruierten Flachstrecken sind nur fiktive Talböden; sie stellen dann nicht das Bild eines gleichzeitigen Zustandes (eines Talbodens) dar, sondern zeigen lediglich den Weg des Fußpunktes der betreffenden aufsteigenden Steile und der entsprechenden, darunter geformten Flachstrecke talauf.

Eine derartige „Talbodenlinie" ist nie in ihrer Gesamtheit verwirklichte Gegenwart, sondern nur z. T., während ein unterer Abschnitt (unterhalb der durch eine tiefere Steile angeschnittenen Flachstrecke) Vergangenheit und ein oberer (oberhalb der Steile) Zukunft ist. Es ist in diesem Falle meist unmöglich, die Gestaltung einer Taltreppe in einem bestimmten Zeitpunkt einwandfrei zu bestimmen. Versuche dazu sind bis heute noch nicht unternommen worden.

Die im Profil eingezeichneten Talböden sind also nicht zum vornherein paläogeographische Schnitte durch frühere Zustände des Tales, sondern in erster Linie *erosionsdynamische Leitlinien*, den Erosionsterminanten verwandte Gefällskurven. Da demzufolge das Wort „alter Talboden" einerseits nicht selten zu weit gehende Festlegungen und falsche Vorstellungen enthält, andererseits für eine tiefer dringende Beleuchtung des Eintiefungsvorganges und der -Formen ein zu leerer Begriff ist, sei im folgenden von *Eintiefungseinheit* oder *System* gesprochen, verstanden als fluviatil beherrschter *Abtragskomplex*, der aus drei Formteilen bestand oder teilweise noch besteht: Flachstrecke (ev. Talboden) in voller Ausbildung oder nur noch in Resten (Flachterrassen) erhalten — Steile — Systemhängen (bis zum darüber folgenden System). Dabei wird man stets genau unterscheiden müssen zwischen dem noch tätigen, lebendigen Systemabschnitt, in welchem der Fluß an der Schaffung der Flachstrecke nach der Länge und Breite hin noch arbeitet *(Systemaktives)*, und dem darunter liegenden abgestorbenen Teil,

welcher nur noch in Resten erhalten ist, da dessen Flachstrecke schon durch eine tiefere Steile aufgezehrt worden ist *(Systempassives)*[3].

Nach dem Anteil eines Systems an obigen beiden dynamisch durchaus verschiedenen Abschnitten unterscheiden wir drei Gruppen von Systemen:

1. *Vollaktive Systeme:* Das System ist noch in seinem vollen Umfange bis zur Erosionsbasis erhalten und in Entwicklung. Es besteht aus Steile, Flachstrecke und beidseitigen Systemhängen.
2. *Teilaktive Systeme:* Ein unterer Systemabschnitt ist schon durch eine tiefere Steile aufgezehrt. Es besteht aus Systemaktivem (Steile, Flachstrecke und Hänge) und Systempassivem (Flach- und Schrägleisten und Hänge z. T. erhalten).
3. *Passive oder Rest-Systeme:* Ein derartiges System besteht nur noch aus dem Systempassiven, aus Resten.

Es liegt die Frage nach der morphologischen Bedeutung der Eintiefungseinheiten nahe. Ihr morphologischer Wert mag durch folgende Punkte angetönt werden:

1. Die Systemrekonstruktion ist die einzig mögliche sinnvolle Ordnung der verschiedenen Systemreste.

2. Aus Gefälle und Systembeschaffenheit lassen sich dieselben Schlüsse ziehen, wie wenn wir es mit wirklich ausgebildeten, gleichzeitig in vollem Umfange existierenden Talböden zu tun hätten.

3. Nur mittelst dieser Rekonstruktion ist die Bestimmung der Erosionsbasen (Eintiefungsleitpunkte, Sölch, in *35*) der verschiedenen Systeme und dadurch folgender Feststellungen möglich:

a) Aus der Höhe der Erosionsbasis ist evt. eine Altersbestimmung derselben und damit die Feststellung des *Höchst*alters des Systemes möglich. Der älteste Systemteil liegt an der Erosionsbasis.

b) Die verschiedenen Erosionsbasen können differenziert werden. Dadurch gelangt man endlich zu einem Einblick in die Gebirgsentwicklung.

Im übrigen sei daran erinnert, daß der Geomorphologe die Rekonstruktion ehemaliger Zustände nicht als Selbstzweck vornimmt; es kommt ihm vielmehr auf das Verständnis des Ablaufs der morphologisch wirksamen Vorgänge an. Das in erster Linie die Dynamik der Eintiefung darstellende System ist daher für die geomorphologische Deutung einer Landschaft mindestens ebenso aufschlußreich wie eine Rekonstruktion, die einen wirklich in seiner Gesamtheit gleichzeitig bestehenden Talboden schildert, denn der Geomorphologe erfaßt denselben zum vorneherein weniger als einfache Gegebenheit denn als markierenden Halte- oder Durchgangspunkt der Talentwicklung.

Es ist wohl nicht ganz unangebracht, einmal auf diese Tatsache hinzuweisen, denn man identifiziert noch zu oft und bedenkenlos Systemrekonstruktion und wirklichen Formzustand. Selbstverständlich mag diese Identifizierung in manchen Fällen das Richtige treffen; nur sollte jedesmal die Frage gesondert beantwortet werden, welche der beiden Interpretationen für

[3] Diwald (*19*) schuf für ähnliche Begriffe eine Terminologie, die nicht als glücklich bezeichnet werden kann. Seine „vollerhaltene Form" ist unser Systemaktives, seine „Eintiefungsfolge" unsere Eintiefungseinheit.

eine Eintiefungseinheit oder ein Tal die wahrscheinlichste ist, ob Taltreppe oder ausgeglichener, steilenloser Boden vorlag.

Systemübersicht

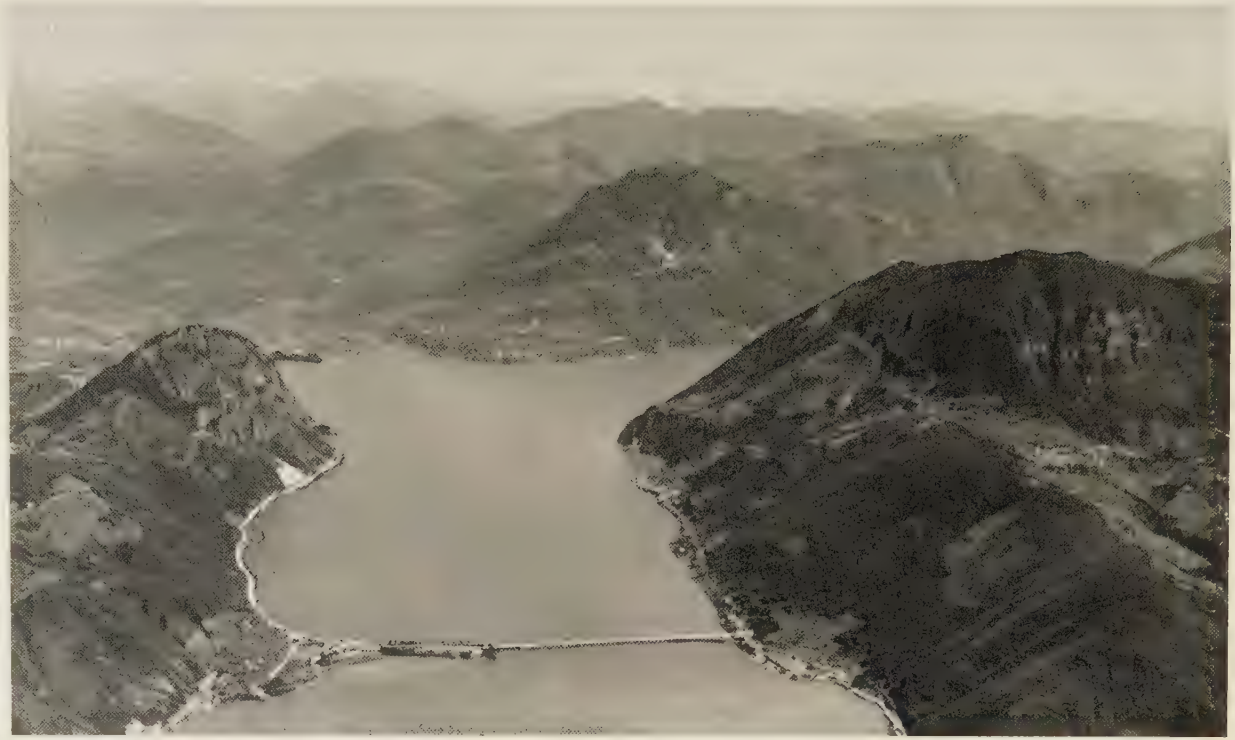
Steilen, Steilenfolge sind Kennzeichen eines unausgeglichenen, meist wenig breiten Tales. Während eine Steile relativ rasch voran schreitet, da sie nur ein schmales Kerbtal auszugraben hat, braucht die folgende Verbreiterung des Tales, die bedeutend mehr Material abzutragen hat, viel mehr Zeit. Im Zeitraum der Bildung eines breitsohligen Tales werden demnach alle vorhandenen Steilen in den Talhintergrund gelangen, und eine ausgeglichene Flachstrecke, ein steilenloser Talboden wird entstehen. Deshalb werden die Rekonstruktionen der hohen Systeme in den Alpentälern ehemals wirklich bestehenden, ausgeglichenen Talböden entsprechen.

Wenn Heim (*29* I., p. 372) die Ansicht vertritt, daß die jungen Alpen seit ihrer Entstehung nie Zeit zum „Ausreifen" hatten, so widerspricht dies doch seiner Rekonstruktion von breiten, ehemaligen Talböden im Reußgebiet (*27*). Bei diesem offenbaren Widerspruch setzt denn auch mit Recht die Kritik von A. Ludwig ein, der unter Festhalten an obiger These Heims die rätselhafte Breite dieser hohen Böden auf einen Konstruktionsfehler zurückführt: Die beidseitigen Leisten eines Tales seien nicht Reste eines Talbodens, sondern gehörten verschiedenen parallelen Urtälern an, die im Laufe der Eintiefung von einem derselben „aufgeschluckt" worden seien. Zwingende Beweise hat Ludwig nicht zu erbringen vermocht. Die Gestaltung des V. di Colla weist darauf hin, daß die ältesten Systeme tatsächlich sehr breite Talböden besaßen, welche Teile einer sehr ausgeglichenen Landschaft waren.

Während eine genaue Rekonstruktion des Systemes I infolge zu geringer Reste nicht möglich war, bietet uns das System II ein gutes Bild des damaligen landschaftlichen Aussehens des V. di Colla. Dieses System ist im ganzen Talumkreis in schönen Flächen zu sehen und wird nur an wenigen Stellen von Resten des Systems I überhöht. Die Flächen unter der Gipfelverflachung des M. Caval Drossa, die Paßsenke Alle Gette, die Hänge des M. Bar von 1520—1680 m, die A. Piandanazzo, die Kuppe des Moncucco, die A. Piertrarossa mit ihren Hintergehängen, die Hänge des Valle del Ciapellone über 1500 m sind im N dazu zu rechnen, während im O die Kammteile unter der Cima Scivera und der weite Sattel des S. Lucio-Passes und der M. Cucco dazu gehören. Im S treten als Reste des Systemes auf die Hänge der C. del Noresso mit der Verflachung nö darunter und die schon erwähnte schöne Verflachung von 1400 m sö des Mattor dei Falchi.

Diesem System gehören also einige Gipfel und beträchtliche dazwischen liegende Kammteile an; einen geringern Anteil an der Kammumrahmung besitzt das System I, während über dieses selbst als ältester Rest des Talgebietes die höchste, flache Gipfelpartie des M. Garzirola hinausragt.

Das V. di Colla weist während der Zeit des Systemes II die außerordentlich sanften Formen eines breiten, flach-konkaven Muldentales bei geringer Reliefenergie auf; ein breiter (2—3 km), 18‰ talaus fallender Talboden geht langsam in sanft und gleichmäßig ansteigende Hänge von einem mittleren Böschungswinkel von 15° über, welche vorwiegend in ungebrochener Fläche



Fliegerbild aus 2000 m Höhe nach N: Seetrog von Campione, Damm von Melide; l M.S. Salvatore, r M. La Sighignola, dahinter Bergumrahmung des V. di Colla, l davon V. Cassarate und Hügellandschaft von Lugano. Im Hintergrund Gipfel jenseits des Tessintales.

die rundliche, leicht auf- und absteigende Wasserscheide erreichen; bis auf wenige Reste ist das System I durch die langsam aufsteigenden Hänge dieses Eintiefungssystemes aufgezehrt worden. Die Bergmasse wird durch kurze Nebentäler gegliedert, welche gleichsohlig ins Haupttal übergehen. Der Höhenunterschied des höchsten und tiefsten Punktes des Tales beträgt ca. 750 m, während die Höhendifferenz benachbarter Tal- und Gipfelpunkte weit geringer ist, wie nachfolgende Zahlen zeigen:

M Caval Drossa . 280 m	M. Garzirola . . . 570 m
M. Bar . . . . . 430 m	C. di Fojorina . . . 360 m

Die Tabelle p. 57 zeigt orometrische Werte von drei Kammabschnitten; die Gegensätzlichkeit der beiden Teile des S-Kammes tritt auch hier deutlich in Erscheinung. Die mittlere Schartung erreicht bei weitem nicht die Werte des alpinen oder Hochgebirgsreliefs (Hauptkamm der Berner Alpen und Mittelpyrenäen 350 m), übersteigt aber anderseits die Werte des Thüringer Waldes (50 m) und des Schwarzwaldes (36 m) (vgl. Neumann, Krebs); es sind dies allerdings Werte, welche im Gegensatz zu denjenigen des V. di Colla unter Berücksichtigung aller Kämme eines großen, vielverzweigten Gebirgslandes mit seinen Randgebieten hervorgegangen sind, woraus der Größenunterschied gegenüber dem V. di Colla zu verstehen ist.

Orometrische Werte der Kammumrahmung

	Gipfel	Sattel		Gipfel	Sattel		Gipfel	Sattel
N-Kamm			S-Kamm			S-Kamm		
M. Caval Drossa	1636		Bocchetta di		1588	Pairolo		1408
Alle Gette		1569	S. Bernardo				1482	
M. Bar	1820		Gipfel P.	1716				1422
Sattel P.		1661	Pso. di Fo-			Denti della	1476	
			jorina		1675	Vecchia		1430
Moncucco	1729		Cime di Fojorina	1813			1485	
Sattel P.		1633	Sattel P.		1690			1410
M. Garzirola	2119		Cima del Noresso	1729			1492	
								1380
							1430	
Mittl. Gipfelhöhe	1826			1753			1473	
Mittl. Sattelhöhe		1621			1651			1410
Mittl. Schartung	205(107[4])			102			63	
Mittl. rohe Haupt-								
kammhöhe	1724			1702			1442	

Der Hangböschungswinkel (p. 44 f.) beträgt vorwiegend 15°, Werte, wie sie das Rumpfgebirge (5°—10°) und stärker gefaltete Ketten (Jura z. B. 15°)

[4] ohne M. Garzirola.

(nach Peucker) aufweisen, während im Hochgebirge Winkel von 20°—30° und größere überwiegen.

Reliefenergie, Kammgliederung, mittlere Schartung und Böschungswinkel bestätigen zahlenmäßig die aus Anschauung gewonnene Erkenntnis, daß das V. di Colla zur Zeit des Systems II die typische Form einer Mittelgebirgslandschaft aufwies. Die Breite des Tales, die Herausformung der ebenmäßigen Gehänge, welche sich mit frappierender Regelmäßigkeit in die erhaltenen Hänge des Systems I hineinlegen, sprechen für eine ruhige, langsame und langdauernde Ausbildung dieses Systems. Die Ausgeglichenheit der Hänge mußte sich auch im Talboden spiegeln, der sich ungestuft talaus senkte; das System II war eine vollaktive Eintiefungseinheit.

Im weitern Verlaufe der Entwicklung fand eine zunehmende Talvertiefung und Gehängeversteilung statt, so daß das Tal schon bei System IV in bezug auf die Böschungen und die extreme Höhenspannung in orometrischem Sinne zum Hochgebirgsrelief gerechnet werden muß, während die Landschaft über dem Boden des Systems III an der Grenze zwischen Mittelgebirgs- und Hoch-

Systemübersicht

System Höhenlage der Flachstrecke	Mittl. Abstand	Gefälle	Böschungen	Relative Höhe des M. Garzirola
m	m	‰	Grad	m
I 1750—1550	200	?	7½—12(12)[5]	550 ca
II 1450—1365	150	18	12 —16½(15)	755
III 1310—1200	100	20	10½—24(18)	920
IV 1200—1085	110	22	16 —25	1035
V 1100— 970	80	22	18 —28½	1150
VI 1000— 858	50	20	22½—30	1235
VII (910)— 820	60	21	24 —36	1300
VIII 910— 760	60	25	22½—41½	1360
IX 800— 700	40	21	19 —43	1420
X 750— 655	50	21	29 —47½	1465
XI 660— 600	20	23	24 —35	1520
XII 665— 580	25	24	32 —35	1540
XIII 639— 560	25	21	35	1560
XIV 590— 530	25	22	31 —41½	1590
XV 540— 510		21	26½—42	1610

[5] in Klammern: vorherrschend.

gebirgsgestaltung steht. Das Hochgebirgsrelief liegt im V. di Colla unter dem Mittelgebirgsrelief. Die Reste der Mittelgebirgslandschaft finden sich heute über 1500 m Höhe in einer Region, für die Obst[6] den treffenden und eindeutigen Terminus *Hochgelände* vorschlägt, während das Hochgebirgsrelief unter 1500 m im Mittelgelände einsetzt.

Es ist gelungen, auf ca. 1000 m Vertikalabstand über der tiefsten Flachstrecke insgesamt 15 Systeme festzustellen und zu charakterisieren (vgl. p. 58). Der Abstand der Systeme nimmt im allgemeinen von oben nach unten von ca. 200 m bis 25 m ab. Die relativen Haltepunkte der Senkung der Erosionsbasis folgen sich in stets kleinern Vertikalabständen: Betragen diese über System VI noch mehr als 80 m, so schwanken sie zwischen diesem und dem System XI um 50 m, um in den tiefsten Systemen, welche nur im vordern Talteil ausgebildet sind und die jüngsten bis rezenten Systeme darstellen, auf ca. 25 m zurückgehen.

Wenn auch die Vernichtung mancher oberer Niveaus nicht von vorneherein von der Hand zu weisen ist, so muß doch diese regelmäßige, in allen Tälern des Luganese zu beobachtende Abnahme der Systemabstände nach unten zu auf allgemeinere Ursachen zurückgehen: Die Abnahme der jeweiligen Senkungsintensität der Erosionsbasis am Alpenrand. Mit dieser Abnahme im Laufe der Entwicklung geht Hand in Hand eine zunehmende Verschmälerung der Systembreiten (Tabelle).

Breite einzelner Systeme im Haupttal (in m)

System	Certara-Colla	Cimadera-Scareglia	Mattor dei Falchi-Insone	Settalone-Albumo	Paragna-Bidogno	Rovraccio-Roveredo	Mittlere Breite
II	2000	2300	3600	?	?	?	2650
III	1700?	2100	1550	?	?	?	1780
IV	1600	1300	1200	?	?	?	1370
V	1050	1050	900	?	?	?	1000
VI	550	530	(800?)	1000	1300	1350	920
VIII	300	300	300	650	950	850	560
IX	(130)	250	(250?)	400	530	600	360
X	70	130	180	260	400	500	260
XI	—	—	100	70?	340	400	230
XIII	—	—	—	(40)	120	170	110

Die Tabelle bietet die Bodenbreite der einzelnen Systeme in den verschiedenen Profilebenen, also an Stellen, deren Breite nicht so bedeutend ist wie die-

[6] In der Verwendung des Terminus Hochgebirge schließe ich mich E. Obst an, der Hochgebirge im Gegensatz zu Krebs in rein reliefenergetischem Sinne verwendet wissen möchte; man wird Obst darin entsprechend der Bedeutung des vorwiegenden Vorstellungsgehaltes des Ausdruckes und seiner Verwendung durch viele Geographen nur folgen können.

jenige der dazwischen liegenden Einmündungsorte der Seitenbäche, wo gewöhnlich eine Talausweitung stattfindet.

Bei einem Vergleich der Breitenentwicklung der verschiedenen Systeme macht sich die vorspringende Bergmasse des Mattor dei Falchi als Hindernis bemerkbar. Während die Eintiefungseinheit I über diese Bastion hinweggeht und das System II mit deren Oberfläche in 1400 m zusammenfällt und beide Systeme gerade in dieser Gegend eine starke Breitenzunahme zeigen, tritt hier bei den Systemen III—V eine merkliche Talverengung ein. Erst die unter dem Arlaniveau liegenden Systeme sind auch im Talhintergrund so schmal, daß sie trotz des Mattor dei Falchi nach der Talmündung zu ständig an Breite zunehmen.

Die lange Zeitdauer, welche zur Ausbildung breiter Talböden nötig war, brachte es auch zur Entstehung eines steilenfreien Bodens. Steilenwanderung und gleichzeitige Ausbildung breiter Talböden ist da, wo keine Einflüsse des Untergrundes mitwirken, ausgeschlossen. Aus diesem Grunde haben wohl die Böden der Systeme I—IV bis in die Nebentäler hinein ein ausgeglichenes Gefälle erlangt, und auch die Systeme V—VIII waren mit Ausnahme des hintersten Teiles des Haupttales und der Seitentäler, in denen die rückschreitende Erosion infolge der geringern Wassermassen langsam fortschritt, ohne Steilen im Haupttalboden; namentlich für das gut ausgebildete System VIII mit seinen regelmäßigen und gut erhaltenen Flachstrecken der Seitentäler dürfte dies sicher der Fall gewesen sein.

Aus der geringen Breite der Systemböden, der Unregelmäßigkeit der Erhaltung in den Seitentälern, den großen Schwankungen der Hangböschungen und der Stufung des Haupttalbodens ist zu schließen, daß unter dem Systeme VIII keine ausgeglichenen Böden mehr zur Entstehung gelangten; vor Erreichung des Talhintergrundes durch eine Systemsteile war der Eingang des Tales schon durch eine weitere Steile erreicht. Das heutige Bild der rückwandernden Steilen in engem Tale beginnt sich auszubilden, wobei die zunehmende Steilenfolge und Verengung des Talquerschnittes auf zeitlich raschere Folge der einzelnen Absenkungen der Erosionsbasis hinweisen. Im mit wenig Ausnahmen etwas über 20‰ betragenden Gefälle im Haupttal findet sich gute Übereinstimmung der einzelnen Systeme, welche auf gleich bleibende Abtragsbedingungen während der Eintiefungsgeschichte hinweist. Die relativen Unterschiede von einigen Promille wage ich nicht genetisch auszudeuten, da sie z. T. von geringen lokalen Ursachen abhängig sein dürften.

Von den 15 Eintiefungseinheiten sind die obersten I—III heute Restsysteme; System IV—XIV sind teilaktive Systeme, während nur das unterste System XV vollaktiv ist, außerhalb des Tales aber auch nur in Resten erhalten ist.

Zur Zeit ihrer Anlage waren die Systeme I—VIII sehr wahrscheinlich vollaktive Systeme, während die tiefern Einheiten stets nur teilaktiv waren, da deren unterer Teil stes von rasch nachfolgenden Steilen angegriffen wurde. Schon mit dem System IV beginnt aber die Herausarbeitung der Taltreppe, wenn auch vorerst nur in den schwachen Nebentälern; im Laufe der Entwicklung greift die Treppengestaltung immer weiter nach vorn und gelangt bald sogar an den Talausgang: Das V. di Colla wird aus dem ausgeglichenen Tal zur Taltreppe.

Die morphologische Untersuchung des V. di Colla hat ergeben, daß das Tal in seiner Gesamtheit ein Werk fluviatiler Abtragung ist. Das Eis des diluvialen Tessingletschers erfüllte das Tal während des Höchststandes bis zirka 1400 m hinauf, hatte aber infolge fast gänzlicher Stagnation keinen Einfluß auf die Landformung gewinnen können. Nur am Talausgang, bei Paragna-Rovraccio macht sich die einsetzende Südbewegung des Eises in der Richtung des V. Cassarate durch prächtige Rundbuckelung dieses Hügelzuges bemerkbar. Das Eis hat die Abtragsvorgänge im V. di Colla während des Hochstandes verhindert und dadurch eine formkonservierende Wirkung ausgeübt.

Die morphologische Untersuchung des V. di Colla war aus verschiedenen Gründen einläßlich:

1. Nur auf Grund genauer Untersuchung ist m. E. ein Eindringen in die morphogenetische Gesetzmäßigkeit möglich. Nirgends so sehr wie hier schadet „Großzügigkeit".

2. Die Rekonstruktion der Systeme war nur durch vorsichtigsten Vergleich *aller* feststellbaren Reste möglich.

3. Es sollte im V. di Colla versucht werden, einige Grundzüge der fluviatil beherrschten Taltreppenlandschaft herauszuarbeiten, da gerade auf diesem Gebiete noch manche Fragen der Abklärung harren, eine Terminologie noch erst unfertig ausgebildet ist und gerade den die Taltreppe formenden Kräften offenbar die Hauptarbeit in der Zuformung des Luganerseegebietes zuzuweisen sein dürfte.

4. Systeme des V. di Colla, welche talabwärts im gletscherdurchflossenen Gebiete nachgewiesen werden können, sind durch ihren Zusammenhang mit dem V. di Colla als fluviatiler Entstehung sicher gekennzeichnet.

2. *Val Capriasca*

Die Kammumrahmung trägt alte Restformen auffallend zur Schau. Der Lagopaß ist eine durch Glazialwirkung modifizierte fluviatile Altform.

Die Stufung des Talbodens ist ausgezeichnet; namentlich im Talhintergrund finden sich eine Anzahl treppenförmig übereinander aufgebauter Böden, von denen die Systeme über Leistenreihen zu den Ecken des Talausganges verfolgt werden können. An den drei Formtypen — Treppenböden, Leisten und Ecken — kann die stockwerkartige Eintiefung der Systeme abgelesen

System	Stufenböden des Talschlusses	Abstand m	linksseit. Ecke am Talausgang	Abstand m	Mittl. Systemabst.
VII	900 (über Luera)	60	820 (Montascia)	60	60
VIII	840	60	760 (P. 772)	50	50
IX	780	90	720—10	50	60
X	690	30	660	60	50
XI	660		600 (Lopagno)		

werden. Die Übereinstimmung des Gefälles der einzelnen Systeme führt zu einer im ganzen regelmäßigen Parallelität der vertikalen Gliederung der Böden des Talhintergrundes und der linksseitigen Ecke des Talausganges; die rechtsseitigen Ecke sind nicht klar erhalten (Tabelle p. 61).

Der Rückschneidungskoeffizient

Man kann die Länge des durch Steilenwanderung erreichten Rückschnittes eines Systemes in einem Tal durch das Verhältnis dieser Strecke zur Gesamtlänge ausdrücken. Das V. di Colla ist 9 km lang; das Arlaniveau (VIII) hat sich, gemessen vom Talausgang bis zum obern Rand der rückwärtigen Systemsteile, auf eine Länge von 8 km eingeschnitten; das relative Maß des Rückschnittes beträgt demnach 8/9 oder 88%. Diese Zahl möchte ich mit „Rückschneidungskoeffizient" bezeichnen. Derselbe hängt von der erosiven Kraftentwicklung des Flußlaufes und der Erosionszeit ab. Da nun die Wassermenge und daher Erosionskraft eine Funktion der Talgröße ist, muß bei benachbarten, ähnlichen klimatischen und petrographischen Bedingungen unterworfenen Tälern die Größe des Rückschnittes eines Systemes in beiden Tälern in einem ganz bestimmten Verhältnis zur Tallänge stehen, unter der Voraussetzung gleicher Erosionsdauer in den verglichenen Tälern. In diesem Falle muß also der Rückschneidungskoeffizient für ein und dasselbe System in beiden Tälern gleiche Werte zeigen, da ja in jedem Tal das Rückschneiden des Systems an der Vereinigungsstelle der Täler gleichzeitig begonnen hat.

Folgende Tabelle gibt die Rückschneidungskoeffizienten verschiedener Systeme in beiden Tälern:

System	Val di Colla	Val Capriasca
	%	%
VIII	88	88
IX	81	78
X	69	72
XIII	47	50

Die weitgehende Übereinstimmung der Rückschneidungskoeffizienten der einzelnen Systeme in den beiden Tälern ist geradezu auffallend; sie beweist uns, daß in beiden Tälern die Steilenlagen nicht petrographisch oder glazial bedingt sein können, sondern lediglich die Stellen anzeigen, die eine in beiden Tälern gleicherweise wirkende normale fluviatile Entwicklung erreicht hat: Die langsame Rückwanderung der Steilen!

In komplizierteren Flußnetzen läßt sich das Rückwandern der Steilen nicht mehr so einfach vergleichen wie in den obigen Beispielen; nichtsdestoweniger verdient diese Frage die größte Aufmerksamkeit des Morphologen, da aus ihr weitgehende Schlüsse über die Talentwicklung abzuleiten sind. Die Frage konnte hier nur angetönt werden; ihre methodische Vertiefung und Ausweitung ist eine der Hauptaufgaben zukünftiger morphologischer Forschung.

3. Val Cassarate

Von der Terrassenlandschaft von Tesserete führt das V. Cassarate zum Luganersee hinunter. Der Fluß erhält nur aus dem Talzirkus von Sonvico, welcher ursprünglich n zum V. di Colla entwässerte, einen namhaften Zufluß.

Abstandstypik der Systeme

Eine gewisse Parallelität der vertikalen Gliederung von Tal- und Ecktreppe wurde im V. Capriasca beobachtet. Man kann diese Spiegelung ganzer Systemfolgen natürlich nur dort beobachten, wo an gewissen Profilen eine Anzahl übereinanderliegender Eintiefungsphasen jeweils gute Reste hinterlassen haben. Dies tritt im V. Cassarate in Erscheinung am s und n Hang des S. Bernardo-Hügels und am NO-Hang von S. Rocco. Hier sind folgende Terrassentreppen prägnant ausgebildet:

System	n S. Rocco	s S. Bernardo	n S. Bernardo
X		610	630
XI	530/40	570	600
XII	510	550	580
XIII		530	
XIV	480	490	540

Wie die Untersuchung an Ort und Stelle lehrt, kommt Verwitterungsterrassierung nicht in Frage; die Terrassen sind Reste alter Systeme. Ohne auf den weitern Zusammenhang dieser Leisten Rücksicht zu nehmen, spricht allein diese bezeichnende „Abstandstypik" für die obige Zuordnung der Systeme: Nur zwischen System X und XIV kommen diese geringen vertikalen Niveauabstände gerade in der obigen Reihenfolge vor. Die Abstände der Systemböden selbst sind folgende: X 50 m XI 20 m XII 20 m XIII 30 m XIV. Die über diese lokale Beobachtung hinausgehende regionale Untersuchung der Leistenzusammengehörigkeit bestätigt diesen zunächst nur lokal aus der Treppenart vermuteten Zusammenhang. Die für gewisse Systemfolgen kennzeichnende Abstandstypik ist dann Bestätigung der Systemrekonstruktion, wird aber anderseits nicht selten auch einziger Anhaltspunkt für die Leistenuntersuchung sein in Gebieten, wo der Zusammenhang der Terrassen über größere Strecken unterbrochen ist und nur bestimmte Gehängepartien gute Leistentreppung aufweisen, was z. B. in glazial durchflossenen Gebieten nicht selten ist.

Die Terrassen links des Cassarate von Dino bis Castello sind Aufschüttungsterrassen des mächtigen stadialen Deltas.

System-Überblick

Sechs Systeme konnten im V. Cassarate fortlaufend nachgewiesen werden, während von drei weitern nur einzelne Reste mit großer Wahrscheinlichkeit zugeordnet werden konnten. System XII (12) und XIV (14) sind Leitsysteme. Die Regelmäßigkeit des Systemverlaufs und der Systemabstände hat im Ver-

gleich mit den beiden großen Quelltälern zugenommen. Das Gefälle der Eintiefungseinheiten weist keine auffallenden Unterschiede auf. Es beträgt durchschnittlich 13—14‰, wobei eine geringe Zunahme über der Schluchtstrecke V. di Spada-Stampa auffällt; dieselbe dürfte verursacht sein durch die hier durchstreichende härtere Gesteinszone, welche auch bei der heutigen Verschluchtung mitbeteiligt sein dürfte und vermutlich eine gewisse Rolle bei der Ablenkungsgeschichte des V. di Franscinone spielte (s. Tabelle).

Höhenlage und Gefälle der Systeme

System	Höhenlage m	Mittl. Abstand m	Gefälle ‰
VIII	750—640	50	13
IX	—	50	—
X	650—540	50	13
XI	600—490	20	13
XII	580—470	60	13
XIV	530—410	30	14
XV	500—380	20	14
XVI	470—360		14

4. Das Gebiet des Porlezza-Seearmes

In den Quertalzug V. Cassarate-Melide mündet bei Lugano von links her die mächtige Längstalfurche, welche, ganz in das mesozoisch-dinaridische Gebirge eingegraben, im allgemeinen dem Schichtstreichen der hier vorwiegend stark s fallenden Schichten folgt. Von diesem Seearm geht die imposanteste Wirkung aller Abschnitte des Luganersees aus. Jäh, ohne Leisten und geschlossen erheben sich die düstern, eintönigen Liasgehänge im S aus dem See, während seine n Ufer überragt werden von den steilen Hängen des M. Boglia und der kühn aufstrebenden, zerschlissenen Wandflucht, die in den Pizzoni gipfelt. Nur an einer Stelle werden die mächtigen Flanken unterbrochen: Im S durch den schmalen V-förmigen Einschnitt des V. d'Osteno und im N durch die geweitete Öffnung des V. Solda; durch diese hinein geht der Blick in eine geschlossene Berglandschaft, wo über malerisch erwachsenen Dörfern das in weiter Rundung zurücktretende Dolomitgebirge sich in wild geformten Gipfeln jäh emporhebt.

a) Das nach Osteno entwässernde Einzugsgebiet (Valle Intelvi)

Erreicht man vom Luganersee her mit der die steile Talflanke von Bisnago erkletternden Zahnradbahn S. Margherita-Belvedere di Lanzo die Höhe von Lanzo (900), so wartet des Besuchers eine Überraschung: Nicht wie gewohnt

Fliegerbild aus 1800 m Höhe nach SW: Die Gegend des Urcassarate-Tales von Morcote bis zum Alpenrand. Im Vordergrund M.S.Giorgio (Trias auf Porphyr). R der Terrassensporn von Morcote, dahinter Seetal von Brusimpiano, überragt von M. Piambello, dem die Terrassenbastion von Cuasso al Monte vorliegt. *Photo Swissair*

hat ihn die Bergbahn in stark reliefierte und einsame Berghöhen gebracht, sondern in eine fruchtbare und anmutige dorfreiche Kulturlandschaft mit ausgedehnten Wiesen-Verflachungen, eine eigenartige Hochtallandschaft, die von sanft und regelmäßig geformten Waldbergen umrahmt wird und nach unten zwei weite und einen schmalen Ausgang besitzt, das V. d'Osteno, das Tal von Castiglione und das Valle Mara (Tafel V).

Das ganze Gebiet wurde ursprünglich nach N zum Porlezza-Seearm entwässert (Ur-Telo). Vor dem System 9 muß sodann die Ablenkung der s Quellbäche zum Comersee stattgefunden haben. Noch später scheint die Mara auf das Hochland hinaufgegriffen zu haben (s. Lit. *97*).

In 870—900 m liegen die schönsten Verflachungen (Lanzo usw.: Lanzo-System, VII). Das System besaß im Intelvi ausgedehnte Talverflachungen, welche ruhig ausreifen konnten und auf die sich die Abtragsarbeit der umgebenden Gebirgsabschnitte einstellen konnte, wie die harmonischen, aus den Flachleisten des Systems herauswachsenden Hänge und die ausgeglichenen Gefällsprofile der auf das System mündenden Bäche zeigen.

Die sich über dem Lanzoniveau erhebende dicht zerschnittene Mittelgebirgslandschaft zeigt ein sehr ausgeglichenes Gepräge. Die mächtige Serie gleichmäßig ausgebildeter Liaskalke war die grundlegende Voraussetzung zur Ausbildung dieser rein entwickelten fluviatilen Abtragslandschaft. Gering ist die relative Höhe der sanft schwingenden Kämme und der Bergkegel (durchschnittlich 400 m), die nur selten infolge hinaufgreifender jüngerer Zerschneidung ihre zugerundeten Formen verloren haben. Die Böschungswinkel betragen vorwiegend 10—20°, während in den bedeutend versteilten, jüngern Einschnitten unter dem Lanzosystem Böschungswinkel von 30—40° und mehr vorwiegen.

Bestechend drängt sich das Bild der Gipfelflur auf: Kein Berg stößt aus dem allgemeinen Gipfelmeer als markanter Individualist auf. Die höchsten Punkte erscheinen lediglich als unbedeutende, über das leicht bewegte Kammgewoge nur wellig hinaustretende Buckel. Am eindrücklichsten zeigt diesen Typus der nahezu unbewegten Kammgliederung der eintönige Kammrücken des M. Menone (2244) n des V. Porlezza: Fremd und unberührt scheint dieser Kammgewaltige den heutigen Taltiefen und den zahlreichen heraufzüngelnden erosiven Tendenzen gegenüberzustehen; sein Antlitz trägt ganz gleich wie die Hochlandschaft von Intelvi unverkennbar die Züge längst verflossener Zeiten. Die Gipfelflursysteme liegen ca. 3—700 m über dem Lanzosystem, müssen also den obersten Systemen des V. di Colla entsprechen (I—III).

Eigenartig ist die gute Erhaltung der Altlandschaft des Intelvi besonders im Gegensatz zu den umgebenden tief eingegrabenen Seestrecken (Abstürze des M. Generoso gegen W, Steilhänge gegen den Comersee usw.). Das Intelvi ist morphogenetisch eine großartige Restlandschaft, welche der Aufteilung ihres ehemaligen Flußstammes (Urtelo) und damit der Zersplitterung der Kraft des Tiefschnittes der sich hier sammelnden Gewässer ihre Erhaltung verdankt: Die starke Erosionsentfaltung in den benachbarten Haupttälern ist die Ursache der Anzapfungen und damit auch der guten Erhaltung der alten Hochsysteme geworden.

Unter dem Lanzosystem sind noch Reste von sieben Systemen erhalten, deren obere Abschnitte in Flachstrecken und Steilen des Telo und Livone noch heute aktiv sind. Das System XIV ist nur noch in Flachstrecken zu sehen, welche, entwicklungsgeschichtlich gesehen, häufig noch konservativere Elemente als die Eckterrassen sind.

b) Das Val Solda

In der zu steilen Formen (Hauptdolomit) abgetragenen Landschaft fällt der fast völlige Mangel guter Leisten auf. Deshalb ist man bei der Untersuchung der Eintiefungsentwicklung vorwiegend auf die Bachprofile angewiesen, die klar treppenartig gestaltet sind.

Die Bachtreppen

Bislang erblickte man in fluviatil gestalteten Gebieten in den Flußsteilen im wesentlichen Anpassungen an den verschieden widerständigen Gesteinsuntergrund des Flußbettes, ohne die durch Steilenrückwanderung fluviatil-genetisch bedingten Versteilungen eingehender Beachtung und systematischer Auswertung zu unterziehen. Aus den Bachprofilen des V. Solda, eines Gebietes komplizierten geologischen Baues und großer Gesteinsdifferenzen, geht aber mit aller Deutlichkeit hervor, daß mit einer Ausnahme keine Flachstrecke oder Steile petrographisch verursacht ist. Nur eine größere Form zeigt petrographische Bedingtheit: Die 300 m hohe Wandstufe des Torrente A. di Puria im Hauptdolomit (nw Puria).

Die Bachprofile des Val Solda

Treppung	Höhe m	Länge m	Gefälle ‰	Gestein[7]	System
Torrente Soldo					
Flachstrecke	274— 300	500	52	CD	
Steile	300— 390	150	600	KS	
Steile	390— 420	150	200	KS	
Flachstrecke	420— 450	650	46	KS	XVI
Steile	450— 580	750	173	KS	
Steile	580— 660	230	348	KS	
Flachstrecke	660— 750	420	214	KS—720—CD	XIV
Steile	750—1080	1150	287	CD—900—L—950—CD	
ST-FS[8]	1080—1110	200	150	CD	
Flachstrecke	1110—1150	350	114	CD	VII
FS-ST	1150—1250	500	200	CD—1210—KS	
Steile	1250—1350	250	400	KS	

[7] Abkürzungen: L Lias
CD Conchodondolomit
KS Kössenerschichten
HD Hauptdolomit

[8] Steile mit Übergang zur Flachstrecke.

(Fortsetzung)

Treppung	Höhe m	Länge m	Gefälle ‰	Gestein[7]	System
Torrente A. di Puria					
Flachstrecke	420— 450	650	46	KS	XVI
Steile	450— 540	550	164	KS	
Steile	540— 600	150	400	HD	
Wandstufe	600— 900	200	1500	HD	
Flachstrecke	900— 980	850	94	HD	VII
Steile	980—1020	200	200	HD	
Flachstrecke	1020—1040	200	100	HD	VI
Steile	1040—1080	150	267	HD	
ST-FS	1080—1110	150	200	HD	
Flachstrecke	1110—1140	200	150	HD	
Steile	1140—1350	600	350	HD	
Flachstrecke	1350—1380	300	100	HD	IV
Steile	1380—1650	900	300	HD	
Torrente Valle Fiume					
Flachstrecke	274— 300	500	52	CD	
Steile	300— 390	150	600	KS	
Steile	390— 420	150	200	KS	
Flachstrecke	420— 480	700	86	KS—440—HD—460—KS	XVI
Steile	480— 510	100	300	KS	
Flachstrecke	510— 600	500	180	KS	XV
Steile	600— 690	200	450	KS	
Flachstrecke	690— 750	350	171	KS—720—HD	XIV
Steile	750— 840	320	281	HD	
Flachstrecke	840— 870	190	158	HD	X
Steile	870— 930	250	240	HD	
Flachstrecke	930—1100	860	198	HD	IX
Bach n der Pizzoni (Forcolabach)					
Flachstrecke	420— 470		86		XVI
Steile	470— 510	70	571	KS	
Flachstrecke	510— 540	125	240	KS	XV
Steile	540— 600	70	857	KS	
Flachstrecke	600— 720	650	185	KS	XIV
Steile	720— 900	500	360	KS	
Gehänge	900—1197	500	600	KS—960—HD	

Noch eigenartiger als diese mächtigste Bachstufe des ganzen Untersuchungsgebietes ist aber das Einsetzen eines flachen Hochtälchens (VII, Lanzo-S.) unmittelbar über dem Absturz. Die mit 94‰ fallende Sohle desselben bricht unvermittelt an der Wandstufe ab, während sie sich talauf in eine normal

gestaltete Bachtreppe fortsetzt. Die Lage des Hochtalbodens ist nicht petrographisch, sondern entwicklungsgeschichtlich orientiert, denn der Boden ist eine ausgeglichene Erosionsform im Hauptdolomit; nur die Erhaltung des Hochtales und der Wandstufe hat petrographische Ursache.

Die hohe Stufe und deren Fuß bildet eine typische Sammelsteile, welche die Steilen der Eintiefungseinheiten VIII—XVI enthält. Es hat sich zwischen den beiden sie oben und unten begrenzenden Flachstrecken eine Gefällsfolge entwickelt, welche überall da erscheint, wo außerordentliche Widerstände des Untergrundes zu überwinden sind: Erstens ist die Sammelsteile abnorm hoch; zweitens aber zeigt der Übergang von deren oberer Kante zur Flachstrecke darin ein außergewöhnliches Verhalten, daß ein langsamer Gefällsübergang zur Flachstrecke vermittelt wird. Der Normalfall zeigt im Gegensatz zu dieser Gefällsgestaltung eine langsame Zunahme des Steilengefälles, worauf meist unvermittelt die Flachstrecke einsetzt:

1. Das der Erosionsterminante entsprechende Flußgefälle ist dem Untergrund restlos aufgedrückt worden. Es entsteht die normale „*Konkavsteile*", Normalsteile (Abb. 2).

Abb. 2

2. Der Untergrund ist vorerst stärker als die Kraft des Flusses. Die Steile erfährt eine gewisse Festlegung. Aus der ursprünglichen Steilenkonkave wird mit der Zeit im oberen Teile der Steile eine Steilenkonvexe. Es entsteht aus dem Normalfall der einfach gekrümmten eine doppelt gekrümmte Kurve, die „anormale" „*Konkavkonvexsteile*". Diesen Fall exemplifizieren manche der bekannten Wasserfälle (Abb. 3).

Abb. 3

c) Verknüpfung der Systeme des V. d'Osteno und V. Solda mit denjenigen des Cassaratetales bei Lugano

Ein schon hervorgehobenes Charakteristikum der Porlezzaseetalung ist der weitgehende Leistenmangel der steilen Berghänge, welcher eine direkte Ver-

knüpfung der Systeme von Nebentalung und Cassaratetal verunmöglicht. Dagegen dürften drei Tatsachen einen Fingerzeig über die Zugehörigkeit der Systeme von Osteno-Intelvi und Solda ergeben:

1. Auf Grund des Formcharakters des Lanzosystemes (VII) im V. Intelvi muß geschlossen werden, daß dasselbe den Systemen V—VIII des V. di Colla zugehört.
2. Der in 760 m ins Seetal mündende Hochtalboden des Torrente A. di Puria (V. Solda) gehört sehr wahrscheinlich dem bei Osteno in 780 m mündenden Lanzosystem des Intelvi an. Das ergibt für den Haupttalboden des Lanzosystems ein Gefälle von ca. 10‰.
3. Die Abstandstypik der untern Systeme des V. Solda ist eine weitere Stütze für diese Zuordnung.

5. Ur-Cassarate-Tal Lugano-Porto Ceresio-Arcisate

Das Cassaratetal fand eine eindeutige Fortsetzung südwärts in der Tiefenlinie Lugano-Arcisate, deren tiefste Teile heute im n Abschnitt vom Hauptarm des Luganersees, im S dagegen von diluvialen Akkumulationen eingenommen werden. Der ursprüngliche Ur-Cassarate-Talboden ist großenteils zerstört worden durch die glaziale Erosionsphase, welche auch die Entwässerungsrichtungen deformiert, ja sogar teilweise ins Gegenteil verkehrt hat.

Die Talung ist in ihren mittleren Abschnitten in den massigen Porphyr eingebettet. Die Formen sind in diesem Gestein bedeutend harmonischer und fließender als im n und s anschließenden Sedimentgebiet. So groß aber auch die formliche Einheitlichkeit auf den ersten Blick zu sein scheint, so fallen doch bei genauer Beobachtung erhebliche Unterschiede, namentlich hinsichtlich der Leistenverbreitung, auf (Taf. I—III).

Die Hänge von Campione bis Maroggia und von Ciona bis zum Bache von Colombajo zeichnen sich durch ihren eintönigen Charakter aus; kein Ronco blickt mit freundlichem Weiß und schimmerndem Hellgrün aus der Decke gleichförmigen Buschwaldes; keine Leiste bietet Raum zu intensiver wirtschaftlicher Nutzung. Nur in der Hochmulde von Carona und an dem Hange über Campione, teilweise noch in Triasdolomiten gelegen, treten Verflachungen in bezeichnender Schutzlage hinter den Eckpfeilern des M. S. Salvatore und M. La Sighignola auf.

An den Hängen des Seeteiles von Brusino-Arsizio-Morcote setzen aber von Colombajo und Pta. di Pojana mit einem Schlage eine ganze Anzahl deutlicher Leistenfolgen ein. Dieses plötzliche Einsetzen klarer Terrassenreihen in breitem Tale, die Art ihrer Anordnung, das gleichmäßige Gefälle derselben von Anfang an, die Breite des Tales und seine Richtung in der Fortsetzung des Tales Campione-Melide neben der Tatsache, daß die Lage der Talung wahrscheinlich einer uralten Tiefenlinie (p. 13) entspricht, beweisen, daß das Talstück von Brusino-Morcote ein Teil des alten Ur-Cassaratetales war. Der Gegensatz der Hanggestaltung gegenüber dem Seetale von Campione-Melide findet seine Erklärung durch die Art eiszeitlicher Gletscherwirkungen (p. 131 f.).

Die Mittelgebirgslandschaft des M. Piambello

Eine bedeutend größere und eindrücklichere Altlandschaft als am M. Arbostora hat sich im Gebiete des M. Piambello in die Gegenwart hinüber gerettet und gibt ein anschauliches Bild alter fluviatiler Zerschneidung und Formprägung (Tafeln II und VI).

Die alt zerschnittene Mittelgebirgslandschaft senkt sich mit leicht schwingenden, langsam absteigenden Kämmen und sanft geböschten Talhängen ostwärts gegen ein Niveau, das über Cuasso al Monte in ca. 670 m liegt (System VI). Die relative Höhe des M. Piambello über diesem Boden beträgt nur 450 m und die mittlere Kammschartung ca. 117 m, ein Wert, welcher demjenigen der Kammumrahmung des V. di Colla ziemlich genau entspricht, obwohl hier diese Altteile des Reliefs den obersten Systemen I und II angehören. Das Mittel einer Anzahl Böschungswinkel beträgt 13° (V. di Colla für I und II: 15°!).

Morphologisch zeigen also die höchsten Regionen des V. di Colla und des Piambellogebietes weitgehendste grundsätzliche Übereinstimmung der Reliefbeschaffenheit; nur daß dieses so charakteristische Altrelief im V. di Colla zwischen ca. 1400 und 2100 m, am Piambello bedeutend tiefer zwischen 700 und 1100 m liegt; der Unterschied in der Höhenlage der rekonstruierten Talböden beträgt 700 m, derjenige der mittleren Gipfelhöhen ebenso viel und derjenige der maximalen Kulminationen sogar 1000 m. Die Übereinstimmung des Höhenunterschiedes von Systembodenhöhen und mittleren Gipfelhöhen ist auffallend und wohl nicht zufällig; sie ist als Bestätigung der unerbittlichen Konsequenz und tiefgreifenden Macht der Abtragungsvorgänge zu deuten, die in verschiedenen Gebieten unter der Voraussetzung nicht zu großer Gesteins- und klimatischer Unterschiede stets zu gleichen Relieftypen führen, die in Taldichte, Böschungsverhältnissen und Reliefenergie frappanteste Übereinstimmung zeigen.

Der Vergleich von System VI am M. Piambello und im V. di Colla ist ebenfalls lehrreich, zeigt doch hier schon das System IV und infolgedessen erst recht das System VI in bezug auf Höhenspannung und Böschungsverhältnisse die Formen des Hochgebirgsreliefs; es geht daraus nicht nur die Verjüngung des luganesischen Reliefs in vertikalem, sondern auch in horizontalem Sinne, alpeneinwärts, hervor; schreitet man ein System alpeneinwärts ab, so tritt man infolge des nur langsamen Vordringens der Systemsteilen talauf auf immer jüngere Teile des Systems; hat ein System am Alpenrand schon ein ganz ausgeglichenes, altes Relief erzeugen können, so ist es im Alpeninnern noch rege mit der Ausarbeitung und Abtragung beschäftigt oder hat die hintersten Talwinkel vielleicht noch nicht einmal erreicht. Daß aber die Systeme I und II eine so weit gehende Ausreifung haben erfahren können, ist nur der außerordentlich langen Dauer dieser Systeme zu verdanken, oder mit anderen Worten, einer sehr langsamen, zögernden Heraushebung des jungen Gebirges in seinen Anfängen.

Dem Piambellogebiet ist ö die breite Terrassenbastion von Cuasso al Monte vorgelagert. Für die fluviatile Ausbildung der Verflachungen und Leisten der Bastion spricht nicht nur die regelmäßige Ausbildung derselben und ihr regelmäßiges Gefälle, sondern auch das spitze Eingreifen der Flächen in die talwärtigen Hänge am Stivrone und insbesondere ihr Zusammenhang mit den

Systemresten der Hochmulde der Cavalizza (Tedesco), deren prächtige Terrassenfluren und Bachtreppen ein Werk periodischer fluviatiler Erosionsvorgänge sind.

Systemübersicht

Es konnten Reste von 10 Systemen nachgewiesen werden, gut die höhern (VI—IX), sehr gut das Leitniveau X und an Hand desselben gut das System XI, während die tiefsten Systeme (XII—XV) nur vereinzelte Reste aufweisen.

Die tiefsten Systeme sinken s Porto Ceresio unter die Aufschüttungen; die Mündung des Systems XVI gegen das Alpenvorland hat bei Brenno eine mutmaßliche Höhe von 230 m und nur geringe Breite, wie die Verlängerung der Talgänge unter die Akkumulationen hinein vermuten läßt.

Über die morphologische Zugehörigkeit der Reste dieses Talabschnittes orientiere folgende Übersicht:

System	Größere Gebiete	Flachleisten	Schräg-leisten	Nebental-treppen	Zusammen
VI	2 (Arbost., Piamb.)	5	5	1	13
VII	1	4	11	2	18
VIII	—	5	8	2	15
IX	3 (Cuasso/M. etc.)	2	19	2	26
X	2 (Borgnana)	5	19	2	28
XI	—	5	10	1	16
XII	—	1	9	—	10
XIII/XV	—	2	9	—	11
Zusammen	8	29	90	10	137

Höhenlage der Systeme

Systeme	Höhenlage Lugano-Brenno m	Mittl. Abstand m
VI	770—620	70
VII	700—550	60
VIII	640—490	50
IX	590—440	50
X	540—400	50
XI	490—350	20
XII	470—330	20
XIII		

Das Gefälle der ganzen Systemreihe ist von Lugano bis zum Alpenrand im großen Ganzen gleichbleibend und beträgt im Durchschnitt der Systeme 8,5‰.

Auffallend ist eine geringe Gefällsdifferenz zwischen den obern (VI—IX) und untern Systemen, ist doch das Gefälle der erstern 0,6‰ größer als das der letztern. So klein der Unterschied auch ist, so darf er doch nicht ganz außer Acht gelassen werden, da eine ganze Systemfolge in Gegensatz zu einer andern tritt. Zudem besitzen auch im V. Capriasca die obern Systeme ein etwas größeres Gefälle als die untern. Für die Erklärung dieser Tatsache genügen also nicht lokale Erklärungen, sondern die Ursachen müssen regionaler Natur sein, welche zwischen System IX und X zur Auswirkung gelangten (geringe Schiefstellung der S-Alpen nach S).

B. Vedeggiogebiet

1. Das Val d'Isone und seine Quelltäler

Wie das V. di Colla folgt das V. d'Isone in seiner nnö Hauptrichtung dem Streichen der kristallinen Schiefer. Das Talgebiet ist auffallend asymmetrisch gebaut; die Längsrinne verläuft im N desselben und nimmt die von der M. Bar-Kette herabströmenden Abdachungsbäche linksseitig auf; von rechts her münden mit Ausnahme des untersten Talabschnittes nur kurze Gehängerinnen in den Vedeggio. Diese Asymmetrie wirkt sich auch in der Gehängegestaltung und der Terrassenverbreitung aus.

Die Wasserscheide

Sie zeigt auffallende Gegensätze: Im S wird sie durch die hohe, altgeformte Barkette gebildet; im N ist sie bedeutend niedriger. Der rechtsseitige Hang des obern Abschnittes des V. di Caneggio wird von der bedeutend tiefer fließenden Morobbia her stark untergraben; an einer Stelle liegt der Kamm nur mehr 40 m über dem Caneggiobach; bei weiter schreitendem Abtragsprozeß wird hier eine Ablenkung des obersten Teiles desselben zum V. Maggina stattfinden.

Ganz andere Formung zeigt der Kammabschnitt von der A. del Tiglio bis zum Ceneri. Ein breiter Kammrücken, dessen tiefe Lage (um 1000 m) auch vom Tessintal her auffällt, wird nur von wenigen Kuppen überragt. Zwischen runden Kammbuckeln sind einige flache, moränenverkleisterte Kammböden nur wenig eingesenkt. Im Gegensatz zu Lautensach muß festgehalten werden, daß die Kammbuckel und -senken nicht dem Verlauf der glazialen Eisstromlinien entsprechen, sondern ganz offensichtlich von diesen nicht wesentlich beeinflußt, jedenfalls aber nicht geschaffen worden sind.

Steht man auf den einzelnen eingesenkten Kammböden, so macht man die eigenartige Beobachtung, daß man sich jedesmal gegenüber der Mündung eines der linksseitigen Nebentälchen des V. d'Isone befindet. Es muß gefolgert werden, daß wir es hier mit ganz bestimmten, konsequent geschaffenen Formen zu tun haben, welche zur Annahme einer ursprünglichen Entwässerung der Abdachungstäler der M. Bar-Camoghè-Kette zur Tessintalung zwingen. Von diesem Standpunkte aus verwandelt sich der Medegliakamm aus einem „un-

Fliegerbild aus 1800 m Höhe nach W: Vorn Seetrog von Melide, überragt vom altgeformten Rücken M. Arbostora — M. S. Salvatore. Dahinter V. d'Agno (Vedeggio) bis zur Bucht von Ponte Tresa (Inselberg M. Caslano); von hier Durchblick durch Tresatal zum Langensee; r davon Lemakette w des Magliasinatales. *Photo Swissair*

Geograph. Abhandlungen. III. Reihe, Heft 8. J. Engelhorns Nachf. Stuttgart

regelmäßigen Relief", wie es Lautensach resigniert nannte, zu einem Landschaftselement klarster Formgestaltung und, da die Böden noch hoch über dem präglazialen Bedrettoboden Lautensachs im Tessintal liegen, geradezu verblüffender Formerhaltung über die ganze Eiszeit hinweg.

Der Kamm w der Pizzo di Corgella bis zur Cenerifurche ist im wesentlichen alt, d. h. schon präglazial geformt. Noch in präglazialer Zeit hat sich dann die Herausbildung des heutigen V. d'Isone durch einen von der Cenerilinie nach O zurückgreifenden Flußlauf gebildet (Ur-Vedeggiosystem, G, 6).

Die fluviatile Stufung des Haupttalbodens

Sie ist markant. Wo ausgedehnte versteilte Laufstrecken auftreten, sind es Sammelsteilen. Eine solche findet sich etwas oberhalb der Vereinigung von V. di Sertena und V. di Caneggio. Die Lage etwas oberhalb der Bachvereinigungsstelle ist typisch. Es ist der einzige Fall, wo man an eine glaziale Konfluenzstufe denken könnte. Wir haben es hier mit dem nicht seltenen Fall zu tun, daß sich Steilen an der Verzweigung verschiedener Flußläufe gerne über längere Zeit erhalten, da sich ein System in den einzelnen Bächen weit weniger rasch nach aufwärts fortpflanzt als im untern Talabschnitt, wo die Erosionskraft eine bedeutend größere ist. Daß es keine glaziale Konfluenzstufe sein kann, lehrt uns sofort die Überlegung, daß das V. di Sertena keinen abwärtsfließenden Gletscher, sondern einen von unten her gespiesenen stillen Eissee barg, war doch die Eishöhe hier ca. 1500 m, sodaß kein Überfließen von oben her stattfinden konnte; der Quellzirkus selbst erzeugte keinen eigenen Gletscher.

2. Die Vedeggiotalung vom Ceneri bis Ponte Tresa

Der Monte Ceneri

Gletscherschliffe und intensive Rundbuckelung verleihen der herb-nordisch anmutenden, groß geformten Landschaft des Ceneripasses und des daran schließenden Tales bis Taverne eine seltsame Weichheit der Überformung, welche im Osten bis zu den höchsten Punkten hinaufgreift und am M. Tamaro erst an den höchsten Bergspornen und Kämmen über 1500 m aussetzt und einer härtern Kleinformung Platz macht. Aber auch in diesen Höhen herrscht sanftere Altformung vor, welche zu den untern jähen Flanken in bezeichnendem Gegensatze steht.

Durchgehende Terrassierung ist an den Talflanken nicht erhalten geblieben; daß bei der Vernichtung mancher Leisten die Gletscher der Eiszeit in hohem Maße mitbeteiligt gewesen sind, zeigt die in Schutzlage befindliche Terrassenlandschaft der Täler w Sigirino.

Lautensach bezeichnet das Ceneriprofil als trogförmig, und Flückiger spricht vom bezeichnenden Seilkurvenprofil der Transfluenzpässe. Gerade am M. Ceneri ergibt aber die nähere Betrachtung ein nicht unwesentlich modifiziertes Bild (Abb. 4).

Der ö des Paßdurchlasses ansteigende breite NW-Sporn der Cima di Medeglia ist gestuft. Über einem kleinen Trogprofil der untersten Paßregion

schaltet sich bei ca. 600 m eine Verebnung ein und nach kurzem Anstieg bei P. 629 eine ansehnliche Verflachung, über welcher die dritte der Mti. di Pairumo folgt. Die Verflachungen sind weder petrographisch noch durch jüngere Spornzerstörung bedingt, sondern bieten das Bild einer absteigenden, durch die Systemeintiefungen gebildeten Terrassen- oder Ecktreppe.

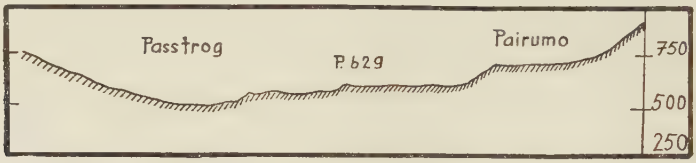


Abb. 4

Auch die w Paßflanke zeigt Ecktreppung (1400 Foppa, 1100, 600). Ecke entstehen zwischen zwei sich verschneidenden Talböden oder untern, flachen Hangteilen zweier sich vereinigender Täler. Die Ecke des Foppaspornes müssen hervorgegangen sein aus der Verschneidung von flachen Formelementen verschiedener Eintiefungseinheiten des Valle del Trodo im W und eines sich nach N zur uralten Tessinlinie entwässernden kurzen Tales von wahrscheinlich ähnlichen Ausmaßen, wie sie das Valle del Trodo heute aufweist.

Die ursprüngliche Wasserscheide dieses Tales mag sich in der Verbindung des M. Tamaro und der Cima di Medeglia befunden haben. Mit der Eintiefung dieses kurzen Nebentales des Tessins in der Gegend des heutigen Ceneri hängt die Bildung der Ecktreppen beidseits des Passes zusammen. Die Paßverebnungen in 600 m und darüber sind nicht alte Kammteile, sondern alte, heute zu Paßformen gewordene Talformen!

Durch die starke regressive Erosion des Vedeggio, welche sich in der Anzapfung der Bäche des V. d'Isone von W her äußert, wurde im Laufe der Eintiefung auch die Wasserscheide im N der Vedeggiotalung etwas nach N zurückverlegt und erniedrigt, dies um so mehr, als von N her nur ein kurzer Bachlauf an der Tieferlegung des Kammes arbeiten konnte (Abb. 5).

Abb. 5

Das unterste Paßeck in 600 m geht auf den präglazialen Talboden des Tessintales hinaus, den Lautensach am obern Langensee wohl eher zu hoch als zu niedrig in 550 m ansetzt. Die Höhe des Paßkammes mag damals zirka 650 m betragen haben. Durch das überfließende Tessineis wurde er nieder-

geschliffen, und heute bildet der seines Oberlaufes beraubte untere Talabschnitt mit seinen Eckterrassen die Wasserscheide. Am Orte der Eisabscherung selbst war die glaziale Erosion nicht so bedeutend wie weiter unterhalb (in der Gegend der ursprünglichen Wasserscheide), wo sich der Gletscherfluß zielbewußt auf seine neue Richtung eingestellt hatte.

Der tiefste Paßdurchlaß (550) unter dem Eck von 600 m ist trogförmig in die alten Verflachungen eingesenkt. Es ist eine Landschaft, in der die Wirksamkeit der eiszeitlichen Gletscher jedem aufgeschlossenen Beobachter zum Erlebnis werden muß; darauf weisen nicht nur die Rundhöcker hin, sondern ebenso die unruhige Gestaltung der Paßsenke, das Fehlen einer scharfen Wasserscheide, der Mangel auch der geringsten Terrassenreste und die trogförmige Gestalt. Der Glazialabtrag betrüge demnach an dieser Stelle ca. 50 m nach der Tiefe hin.

Die Formen des Ceneripasses, so muß geschlossen werden, finden keine genügende Erklärung durch den Begriff des Diffluenzpasses. Die Paßsenke liegt n der ehemaligen präglazialen Wasserscheide und besteht aus einem bis 600 m herabreichenden Taltorso und dem darin bis 50 m eingesenkten glazialen Paßtrog.

Die Mündungsstufe des V. d'Isone

An der Ausmündung des Tales befindet sich nö über Camignolo ein breiter Boden (560), der vom Seitental gegen das Haupttal vorstößt und hier in der Hangflucht desselben zum Haupttalboden abbricht. Verlängert man den aus Leistenresten wieder zurückgebildeten Boden, so führt er talauf bei 630 m ö Medeglia in den schönsten und längsten Talboden des V. d'Isone (Isone-System, N, 16).

Die Mündungsform bleibt an Klarheit des Formgegensatzes gegenüber dem Haupttal hinter mancher inneralpinen Hängetalstufe zurück; der Vedeggio mündet, wenn auch in schmaler Schlucht, gleichsohlig in langer Flachstrecke auf das Haupttal. Es liegen ähnliche Verhältnisse vor wie bei den Seitentalmündungen der Gegend von Bellinzona (vgl. Penck, *62*, p. 305, Lautensach).

Immerhin besteht auch bei Camignolo der typische Gegensatz zwischen enger Mündungsschlucht und breitem Haupttalboden. Während das Haupttal tiefer erodiert wurde und einen breiten Talboden erhalten hat, hat sich die Laufkurve des Vedeggio wohl an die Erosionsbasis bei Camignolo anzupassen, aber eine breite Talsohle wie zur Zeit des Isonesystems nicht mehr zu bilden vermocht. Das Haupttal muß demnach in der letzten Periode der Talentwicklung von einer Art erosiver Kräfte bevorzugt worden sein, welche sich im Nebentale nicht gleichermaßen auswirken konnten.

Einen ganz andern Typus stellen beispielsweise die kleinen Mündungssteilen der kleinen Nebentäler des V. d'Isone dar. Hier ist es bei der Größendifferenz von Haupt- und Seitengewässer durchaus verständlich, daß aufwärtswandernde Steilen längere Zeit an der Mündung der kleinen Nebentäler hängen bleiben, namentlich dann, wenn die Eintiefung der Systeme im Haupttal rasch vor sich geht. Wo aber ist der starke Hauptfluß, welcher in der Zeit seit Ausbildung des Isonesystems seine erosive Kraft so sehr gesteigert hat, daß er den breiten Talboden der Ceneritalung hat schaffen können, während der Vedeggio, der doch zur Zeit des Isonesystems in breiter Sohle auf die

Quertalung mündete, seither nur eine schmale Kerbe zu bilden befähigt war? Er fehlt! An seiner Stelle irrt ein kümmerlicher Wasserfaden (Leguana) durch die breite Talung.

Die Gletscherflußverhältnisse in der Gegend des M. Ceneri weisen den Gegensatz auf, welcher für die morphologische Herausgestaltung der Mündungsstufe bezeichnend ist: Einen bedeutenden Eisstrom in der Ceneritalung und eine stark gestaute Gletschermasse in der Tiefe des V. d'Isone. Dort war die Möglichkeit zur Entfaltung erosiver Kraft gegeben, hier aber war deren Auswirkung behindert.

Damit ist die sprunghafte Zunahme der Erosion im Haupttale seit dem Isonesystem erklärt: Sie vollzieht sich mit dem Vorrücken der eiszeitlichen Gletscher. Das Isonesystem ist das unmittelbar *präglaziale* Eintiefungssystem, welches noch den Gesetzen fluviatiler Talbildung folgt. Gerade die Mündungsstufe[9] des V. d'Isone weist mit einer selten klaren Formsprache auf die Bedeutung der Glazialerosion hin.

Der Barro-Riegel

Zwischen Sigirino und Torricella-Taverne legt sich eine bis 1000 m breite, aus mehreren Köpfen bestehende, offenbar petrographisch bedingte Riegelzone durch das Tal, die im höchsten, flachgipfligen Barro 640 m Höhe erreicht. Die Terrassierung dieser Riegelzone ist, wie die Leistenuntersuchung zeigt, systembedingt. Während das Barrosystem (K. 10) noch an der Obergrenze (640) der Riegelzone verläuft, vermochte das System L diese Talbreite schon nicht mehr aufrecht zu erhalten, und jedes folgende System verschmälert das Talprofil noch um einen gewissen Betrag. Die Riegelbildung ist ein Werk der Anpassung fluviatiler Kräfte an den Untergrund. Es ergibt sich folgende kurze Übersicht über die Herausarbeitung des Riegels:

1. Bis System K (640 m):	Kein Riegel.
2. System L—N (bis 450 m):	Der Barroriegel wächst langsam in die Höhe und in die Breite. Flußarbeit.
3. Unter System N:	Der sich durch das Tal ergießende Gletscher schleift Rundhöckerfluren und arbeitet weiter an der Isolierung einzelner Felsköpfe.

Zwei kleine Bäche haben den Barro vom W-Hang des Tales isoliert. Der Barro ist ein Inselberg fluviatiler Entstehung. Bei einem nächsten Gletschervorstoß dürfte es dem Eise schon möglich sein, in den schmalen Bachkerben eine gewisse Abschürfung und dadurch Ausweitung zu bewerkstelligen, was eine noch stärkere Isolierung des Berges zur Folge hätte.

Der Kammrücken w des V. d'Agno

Rechtsseitig wird das V. d'Agno begleitet von einem rundlich geformten, wenig auf und ab schwingenden Kammrücken, der nirgends mehr die Höhe von 1000 m erreicht (Arosio bis Sta. Maria d'Iseo). Böschungsknicke in 840

[9] Die Mündung weist eine verwickelte Geschichte auf, wie eine alte verschüttete Mündungsrinne beweist.

bis 900 m beweisen, daß die Formung des Rückens mit der jüngern Taleintiefung nichts zu tun hat, sondern eine der im Luganese häufig so gut konservierten Altformen ist (System G, 6) (Tafel III).

Diese sanften Rückenformen können nicht durch Glazialabtrag erklärt werden, wie Penck meint, wenn er schreibt (*62*, III, p. 803): „Weiter hinein ins Luganesische nehmen die Berge die rundlichen, ungegliederten Gestalten an, wie sie für eine gänzliche Überflutung durch Eis bezeichnend sind." Warum denn scheiden sich diese Formen so präzise gegen die untern Versteilungen an Hangknicken? Warum liegen sie alle über einem durchgehenden Niveau? Warum endlich treten diese Formen auch über der Eisgrenze auf, so am M. Piambello oder an der hoch über die Gletscheroberfläche hinausragenden M. Bar-Kette? Gewiß, der Eisfluß mag durch Erosion und Ablagerung da und dort etwas ausgleichend gewirkt haben, aber geschaffen hat er diese Hochformenwelt nicht, er hat sie eher konserviert.

Methodisches zur Systemuntersuchung

Infolge der großen Höhendifferenz von ca. 400 m zwischen den beiden Talflanken des V. d'Agno mußte die Terrassenuntersuchung für die Höhen über 600 m nur auf die rechte Talseite beschränkt werden; es hätte dies für die Rekonstruktion der Systeme einen Nachteil gehabt, wird doch die Talbodenhöhe eines gewissen Terrassenhorizontes häufig durch die Fortsetzung der beidseitigen Leistenflächen in den Talraum hinein (Querprofil) bestimmt. In glazial überarbeiteten breiten Tälern mit z. T. stark verschliffenen oder nur noch schmal erhaltenen Schrägleisten führt aber gerade diese Methode häufig nicht zu einigermaßen sichern Resultaten, da der subjektiven Linienführung zu viel Spielraum überlassen bleibt. Dagegen hatte, namentlich in der Vedeggiotalung, eine andere mit Bedacht angewandte Methode gute Erfolge zu verzeichnen: Es wurde der Zusammenhang der einem System zugehörigen Leistenflächen festgestellt; sodann wurde die Bestimmung der Systembodenhöhe an einigen Stellen mit sehr guten Flachterrassen vorgenommen; glücklicherweise beobachtet man nun in der Vedeggiotalung in gewissen Abständen immer prachtvolle „Terrassenzeiger", an welchen sich die Leisten vorzüglich konserviert haben: Ein solcher ist der Barro-Riegel, namentlich der Barro selbst. In 5 km Abstand folgt nach S der aus dem Hang vortretende Hügel von Bosco, und zuletzt die weitere Umgebung von Ponte Tresa, welche wieder mit Hilfe von Flachleisten die genaue Bestimmung der Systemböden gestattet. Darauf wurden diese einzelnen, weitabständigen Bodenhöhen miteinander verbunden mit Hilfe der dazwischen liegenden Schrägleisten. Zuletzt ergaben die Seitentalsysteme eine Kontrolle der Systemführung. Auf diese Weise vorsichtigster Abwägung der einzelnen Reste gelang es, Ergebnisse zu erhalten, die wohl einigen Anspruch auf Geltung erheben können, wenn auch nur Reste einer Talseite zur Rekonstruktion vorlagen.

Da die Systembodenhöhen durch die Lage der Flachstrecken von Seitentälern und durch gute Flachterrassen bestimmt wurden, konnte auch die Fehlergrenze der Rekonstruktion stark eingeengt werden; sie dürfte auch in extremen Fällen 10 m nicht überschreiten.

Der Taltorso von Marchirolo

Auf den durch Terrassen bestimmten Systemboden des Barrosystemes (K, 10) des V. d'Agno mündet das Curiosystem der Magliasina; verlängert man den rekonstruierten Talboden weiter südwärts, so läuft er auf die ebene Deckfläche des Inselberges von Caslano und weiterhin genau auf die breite Senke von Marchirolo hinaus. Eine gewiß überraschende Talführung! Aber wie typisch ist die Lage der schönsten Reste dieses Barro-Systems: Deckfläche des Barro-Inselberges — Deckfläche der Bastion von Bosco — Deckfläche des M. Caslano — Hochfläche des Marchirolopasses!

Die Paßfläche von Marchirolo senkt sich langsam gegen SW; auf 1,5 km fällt sie genau mit dem Systemboden von K zusammen. Außer dieser Tatsache spricht die ganze Formgestaltung der Senke gegen glaziale Entstehung derselben: Scharfer Abfall gegen den See von Ponte Tresa, fluviatile Felsterrassen in diesem Abhang, Ebenheit des Passes, starke Moränenverschüttung (Akkumulationsgebiet). Außerdem sind im Querprofil des Passes noch höhere Systemleisten erhalten, die sich in die höhern Systeme der Vedeggiotalung einordnen.

Das Hochtal von Marchirolo ist ein alter Taltorso, ein Strunkpaß (Sölch *80*). Er wurde lange Zeit von dem Flusse der Vedeggiotalung benützt, der seinen weitern Lauf durch das Val Cuvio einschlug.

Am Schlusse der Eintiefungseinheit K(10) muß der Ur-Vedeggio in der Gegend von Ponte Tresa abgelenkt worden sein. Damit in Zusammenhang steht eine rasche Eintiefung der Erosionsbasis und daraus resultierende Verschmälerung der jüngeren Systemquerschnitte. In die Zeit nach dem Barro-System K fällt die Herausarbeitung des Barro-Riegels, des Boscohügels und des Caslanerberges. Die beiden untersten Flachstrecken der Sigirinotäler gehören diesem System an; die Absenkung der Erosionsbasis war in der Folgezeit so stark, daß in diesen erosionsschwachen Seitentälern keine Flachstrecken mehr entstehen konnten; in großer Steile führen die Bäche zum heutigen Talboden hinunter. Vom Marchirolotaltorso bis in die Hintergründe des V. d'Isone erscheint dieselbe Typik des Gegensatzes von System K und nachfolgender größerer Eintiefungsintensität der Gewässer!

Die Terrassenbucht von Neggio-Pura

In schmal eingeschnittenem Sohlental mündet die Magliasina in die Vedeggiotalung; sie hat durch ihre Deltaaufschüttungen in den Lago d'Agno die ehemalige Insel des Caslanerberges landfest gemacht. Beidseits wird der unterste Abschnitt des Tales von den großen Terrassen von Pura und Neggio (System N, Purasystem) flankiert. Beide Terrassen zusammen bilden einen großen Trichter, dessen Spitze scharf in die darüber steil aufstrebenden Berghänge hineinsticht. Daß diese Mündungsform nicht erst zur Zeit des Systems N geschaffen worden ist, beweisen noch höhere Leisten des Taltrichters.

Dieser und die kleine Trichterform der Terrassen in 340 m (System O) sind deswegen von besonderer Bedeutung, weil mit ihrer Hilfe die Bestimmung der mit ihnen zusammenhängenden Haupttalböden als fluviatiler Entstehung möglich ist. Abgesehen von der gleichsohligen Mündung der Magliasina-

systeme auf die Terrassenbucht spricht schon allein deren Form für rein fluviatile Genese. Eistätigkeit kann einen Trichter dieser Form nicht schaffen. Im Gegenteil: Die Terrassenbucht ist eine durch Schutzlage von dem Gletscherabtrag verschonte, fluviatil geschaffene Landschaftsform. Die Systeme K—O sind fluviatiler Herkunft.

3. Das Val Magliasina

Lemakette

Die Tallandschaft des Malcantone wird im W hoch von der Lemakette überragt; steil haben sich Seitentobel in ihren Leib gefressen; der Hauptkamm aber ist kein Abbild dieser bis zu seiner Wasserscheide zurückgreifenden Tobelgliederung; er erniedrigt sich nicht zur schmalen Scharte im Hintergrund der Tobel, um an den Vereinigungsstellen mit den Spornen, wo er vor der Abtragung im Talschluß am meisten geschützt ist, zu markanten Gipfeln anzusteigen. Mit Ausnahme der nur 150 m unter die benachbarten Erhebungen abgesenkten Forcora im Hintergrund der steilen Valletta befindet sich im Kamm vom Moncucco bis zum M. Gradicioli keine Paßlücke. Noch heute gibt eine uralte, weit geringer relifierte Formgestaltung dem Kamm das bezeichnende gipfelkonstante Gepräge. Größere Verflachungen allerdings sind in dieser Höhe meistens schon lange abgetragen (Tafel III).

Die Systemgefällskurven der Seitentäler

Es herrschen gleiche Verhältnisse wie im V. di Colla. Da die Seitentäler schmale Kerbtobel sind, haben sich nur wenige Seitentalleisten erhalten. Es handelt sich daher darum, die Flachstrecken der Bachtreppen auf diejenige Weise ins Haupttal hinauszuführen, welche dem ursprünglichen Zustand am ehesten entsprochen haben dürfte (Normalgefällskurve). Dies setzt das Studium der Gefällsentwicklung jedes Baches voraus. Die Normalgefällskurve kann aus dem heutigen Bachprofil bei diesen kleinen Gewässern durch die Aneinanderreihung der einzelnen Flachstreckengefälle abgelesen werden.(Abb.6).

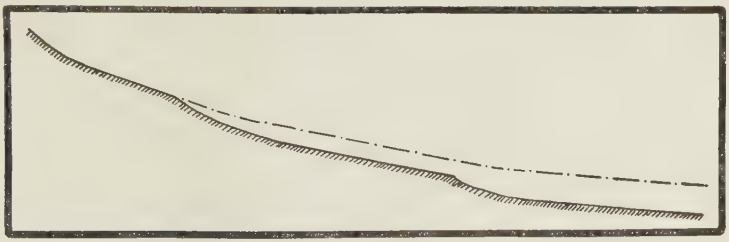


Abb. 6

Wie in andern Tälern macht man auch hier wieder die Beobachtung, daß das Gefälle der sich folgenden Flachstrecken talauf mit abnehmender Wassermasse regelmäßig abnimmt; nur je eine höhere Flachstrecke von Valletta- und Vinerabach zeigen ein niedrigeres Durchschnittsgefälle als die nächst untere

Flachstrecke; beide Flachstrecken sind aber um ein bedeutendes länger als die tiefern. Diese dagegen ist kürzer als alle andern beim Vallettabach und wird beim Vinerabach nur noch von einer andern Flachstrecke an Kürze übertroffen. Der Fall liegt nun so, daß nicht das Gefälle der längern, höhern Flachstrecke zu gering ist, sondern dasjenige der nächst untern ist zu groß, und zwar deshalb, weil nur noch ein kurzes Stück der Flachstrecke erhalten ist, das sogar wahrscheinlich schon einen Übergang zur aufwärts folgenden Steile darstellt.

Die Rückwanderung der Steilen in den verschiedenen Seitentälern zeigt schönste Gesetzmäßigkeit. Der vorderste Wasserlauf, der Vinerabach, weist die größte Zurückverlegung der Systeme auf; ihm folgt nun aber nicht der Torrente d'Alpetti della Streccia, sondern der stärkere Vallettabach, worauf erst jener sich anschließt; dann kommen der Lage gemäß die beiden andern Bäche. Dieselbe Reihenfolge kann bei allen Systemsteilen festgestellt werden. Diese Tatsache beweist wohl aufs klarste die rein fluviatile Bildung der Bachtreppung des V. Magliasina.

Das System von Novaggio

Die Senke von Novaggio liegt genau in der Fortsetzung des obern und mittlern Magliasinatales; auf sie hinaus führt ein Systemboden dieses Talabschnittes ganz gleich wie das Barrosystem der Vedeggiotalung auf die Senke von Marchirolo. Sie ist ein Strunkpaß.

Noch folgende Tatsachen sprechen für unsere Ansicht: In der Magliasinaschlucht lassen sich keinerlei Terrassenandeutungen dieses bei Miglieglia-Aranno so beherrschend ausgebildeten Niveaus beobachten. Mit einem Schlage setzt die Terrasse von Aranno gegen O aus, und nicht mehr die geringste Spur dieses Niveaus ist weiterhin zu sehen. Zudem dürfte auch der unregelmäßige, zweimal gebogene Lauf der Magliasina unterhalb Novaggio ein Hinweis darauf sein, daß diese Laufstrecke nicht einer ursprünglichen Anlage entspricht, sondern in schon stark differenzierter Landschaft sich aus mehr lokalen „Zufälligkeiten" des Oberflächenbildes zur Zeit der Ablenkung ergeben hat.

Entsprechend dieser Talentwicklung gliedern wir die Eintiefungseinheiten des V. Magliasina in zwei Gruppen, die ältern (I) und die jüngern (II) Systeme. Die ältere Gruppe entwässert noch in der ursprünglichen Richtung und ist infolgedessen nur im mittleren und oberen V. Magliasina erhalten; die tiefere Gruppe II folgt dem heutigen Einschnitt der Magliasina und ist nur von der Pian delle forniche abwärts in der talbodennahen Region des mittleren Abschnittes entwickelt, gewinnt aber im untersten Talstück bei Fehlen der ältern Systeme den maßgebenden formgestaltenden Einfluß.

Die Gefällsentwicklung der älteren Systeme (I)

Die kontinuierliche Abnahme des Durchschnittsgefälles von dem obersten nach dem untersten System zeigt nur, wie begrenzt oft der Wert von Mittelangaben sein kann (Tabelle p. 81 oben).

Photo Finzi, Lugano

Blick von der Gegend des M. Bigorio (nw Tesserete) nach S ins Hügelland von Lugano. L S. Bernardo-Hügel, dahinter Cassaratedelta und Seetal von Melide; r Vedeggiotal. Im Vordergrund im stadialen Zungenbecken der Lago d'Origlio.

System	Höhenlage der Flachstrecken[10] m	Mittlerer Abstand derselben m	Mittleres Gefälle ‰
Coransu-S. (5)	1230—860		47
[11]		105	
Breno-S. (6)	1080—760		43
		60	
S. Stefano-S. (7)	930—700		34
		30	
Vezio-S. (8)	840—670		27
		40	
Novaggio-S. (9)	750—630		24

Man kann aus diesen Gefällszahlen nicht etwa auf eine Schrägstellung des Magliasinagebietes von N nach S im Laufe der Systemeintiefung schließen; es offenbart sich in den Zahlen nur die ganz natürliche Versteilung der Gefällskurve und damit der einzelnen Flachstrecken talaufwärts. Die höhern Systeme sind schon weit hinten im Tale angelangt, namentlich natürlich das Coransu-System; aber auch die Flachstrecken aller andern Niveaus mit Ausnahme des Novaggiosystems liegen schon im obersten Talabschnitt mit beträchtlichem Flachstreckengefälle; je höher aber ein System, desto weiter liegt seine Flachstrecke gegen den Talhintergrund zu, desto größer ist auch das Gefälle derselben und der unmittelbar nach unten anschließenden rekonstruierten Systempartien! Dieses größere Gefälle der höhern Systeme im Talhintergrund ist es, welches sich in den Durchschnittswerten der Systemgefälle geltend macht. Folgende differenzierte Gefällsbetrachtung zweier Systeme ist naturnäher:

Talabschnitt	Gefälle Breno-S. ‰	Gefälle Vezio-S. ‰
Oberster Talabschnitt		
Flachstrecke der Fontanella 1080—990 m	170	
passiver Systemteil bis Coransu	100	
passiver Systemteil bis Mugena	59	
Flachstrecke der Fontanella 840—780 m		61
passiver Systemteil bis Mugena		33
Mittlerer Talabschnitt Mugena-Novaggio	18	20

Formcharakter

Was der allgemeine Formeindruck schon angedeutet hat, wird durch die spezielle System- und Bachtreppenuntersuchung bewahrheitet: Das V. Maglia-

[10] Bis zum Querschnitt im Taltorso von Novaggio.
[11] Das dazwischen liegende Lot-System ist nur auf kurze Strecken feststellbar.

sina zeigt die Formprägung fluviatil gestalteter Tallandschaft bis in die letzten Bachtobel hinein in regelmäßiger Ausbildung. Die das fluviatile Relief während der Eiszeit überflutenden Gletscher haben diese Formenwelt nicht zu verwischen vermocht; einzelne Talleisten sind verschliffen worden, kleinere vielleicht ganz verschwunden; aber im ganzen ist die morphologische Wirkung der diluvialen Eismassen hier geringfügig gewesen. Sie haben im V. Magliasina mehr durch Herbeiführung und Ablagerung mächtiger Schuttmassen gewirkt. Das Tal war im wesentlichen nicht glaziales Erosions-, sondern Akkumulationsgebiet.

Dies muß gegenüber Kelterborn betont werden; seine „Rundhöckerlandschaft großartigsten Maßstabes" ist nichts anderes als die altgeformte Mittelgebirgslandschaft der höheren Systeme (um Eintiefungseinheit VI).

Die Magliasinaschlucht unterhalb Novaggio

Die Strecke macht mit ihrem tief unten in wilder Schlucht schäumenden Fluß in der sonst ruhig abgestimmten Landschaft einen besonders romantischen Eindruck. Noch jugendlich frisch gebärdet sich die Magliasina auf dieser letzten Laufstrecke; einen frischen Eindruck machen die Talformen, weshalb auch die Bildung für „jugendlich" gehalten worden ist. Kelterborn betrachtet die ganze Schluchtstrecke als zerschnittene Mündungsstufe und ihre Bildung im wesentlichen als postglazial[12], sodaß die Höhe der Mündungsstufe volle 400 m betragen würde. Die Natur lehrt anderes! Die Schluchtwände sind terrassiert. Vier Systeme lassen sich von den Terrassen in die Flachstrecken der gestuften Magliasina verfolgen.

Das erste System, welches nach der Ablenkung zur Ausbildung gekommen ist, ist das Curio-System, dessen Talboden heute schon weit in das mittlere Magliasinatal zurückgreift und nur ca. 50 m unter dem Boden des Novaggio-Systems liegt. Es läuft auf das System K(10) der Vedeggiotalung hinaus. Es ist vielleicht kein Zufall, daß gerade während der Entstehung dieses Systems sich auch die Ablenkung der Magliasina vollzog, sahen wir doch, daß sich das Barrosystem überall durch eine starke Ausbreitungstendenz in die Seitentäler hinein und durch ansehnliche Unterschneidung der Hänge auszeichnet. Die Isolierung der zahlreichen Hügel in der Umgebung der Schluchtstrecke weist auf eine gerade in dieser Gegend besonders intensive Abtragstendenz hin.

Die Formentwicklung der Schlucht gestaltete sich wie folgt:

1. Ablenkung der Magliasina zur Zeit des Systems K; Ausbildung eines breiten Talbodens dieses Systems.

2. Beginn des stärkern Einschneidens; es gelangt aber noch immer ein ansehnlicher Talboden zur Ausbildung (Molgè-System).

3. Die Intensität des Einschneidens bei stets kürzerer Dauer zur Ausbildung eines Systems nimmt zu. Das Tirolo-System gelangt vor Beginn einer neuen Steilenrückwanderung (System M) nicht mehr zum Castelloriegel, und

[12] Kelterborn p. 139. Penck (p. 803) hat er mißverstanden, wenn er meint, dieser habe auf diese Mündungsstufe aufmerksam gemacht. Penck meint die Stufe der Pura-Terrasse.

dessen Steile wird von der neuen eingeholt. Die Steile des Purasystems (N, 16) greift bis hierher zurück; das System kann vor Beginn der letzten Eintiefungsphasen noch eine ausgedehnte Mündungsterrasse anlegen, deren rückwärtige Verlängerung bis Busciorina reicht.

In der Zeit vom Tirolosystem (L) bis in die Gegenwart kommt es zur Bildung der engen Schlucht; die Schluchtstrecke wächst mit jeder neuen Absenkung der Erosionsbasis des Haupttales talabwärts. War sie zur Zeit des Purasystems erst zwischen der Einmündung des Vinerabaches und Curio ausgebildet, so wächst sie nun nach der Absenkung der Erosionsbasis unter das Purasystem bis zum heutigen Talausgang bei Magliasina. Anderseits vergrößert sie sich auch durch die Rückwanderung der Sammelsteile von Tirolo-, M- und Purasystem (Systeme 12—16) talaufwärts, findet aber in dem Gebiete des Castelloriegels infolge des harten Granitgneises ein Hindernis, das ihr Zurückschreiten verlangsamt.

Die schluchtbildenden Eintiefungseinheiten sind also in der ersten Phase die Systeme von Tirolo-Pura; die zweite Schluchtbildungsphase (unterer Abschnitt) ist verursacht durch die Eintiefung der Magliasina unter das Purasystem (s. nebenstehende Figur).

Da das Purasystem präglaziales Alter (s. p. 98 ff.) besitzt und das System K noch im Altpliocän zur Ausbildung gelangte, wie später zu zeigen sein wird, kommt der Ablenkung und auch der Schluchtbildung außerordentlich hohes Alter zu. Die Anfänge derselben gehen weit ins Pliocän zurück; nur der unterste Schluchtabschnitt ist eine Folge der diluvialen Eintiefung des Haupttalweges.

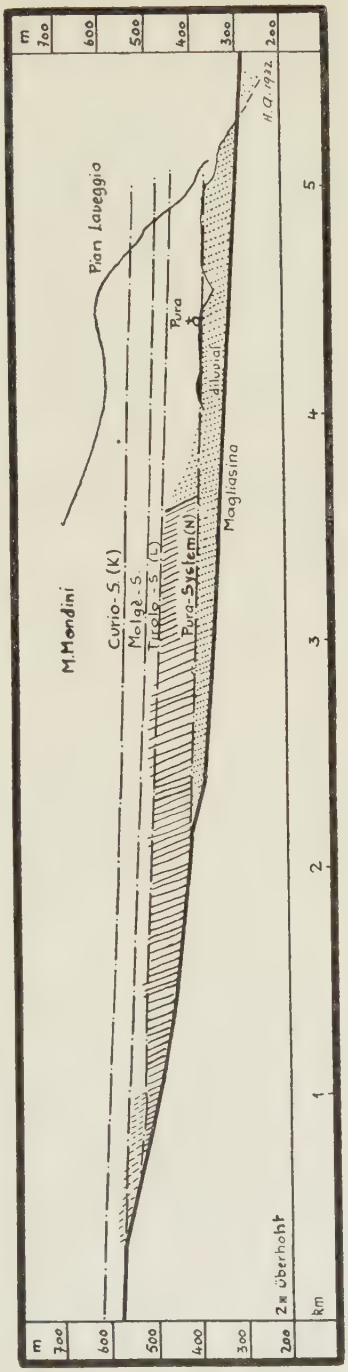


Abb. 7. Genetisches Längsprofil durch die Magliasinaschlucht
Die durch die verschiedenen Systeme gebildeten Schluchtpartien sind verschieden schraffiert.

Diese Tatsachen zeigen wohl am besten, wie gefährlich und vorurteilsgebunden Ausdrücke wie „junges Aussehen" (Kelterborn) und ähnliche mehr sind, namentlich wenn damit eine Altersvorstellung verknüpft wird.

4. Talbildungsphasen der Vedeggiotalung

Auf Grund der Terrassenbeobachtung des Vedeggiogebietes gelangt man zu folgender Periodizierung der Taleintiefung:

1. Phase: System A (1):
   Sanft geformte Tallandschaft am Tamaro.
2. Phase: Systeme B—F (5):
   Langsame Eintiefung von breiten Muldentälern.
3. Phase: Systeme G—K (6—10):
   Die Eintiefung schreitet fort; noch aber werden breite Talböden ausgebildet. Am Beginn der Phase steht die Bildung des V. d'Isone, am Schluß derselben die Ablenkung der Magliasina zur Vedeggiotalung und endlich am Übergang zur nächsten Phase die Ablenkung des Vedeggios aus der alten SW-Richtung.
4. Phase: Systeme L—N (12—16):
   Die Eintiefung der Systeme wird intensiver. Noch aber kommt es zur Ausbildung guter Systemböden, wenn sie auch nicht mehr die Breite derjenigen der vorherigen Phase erreichen. Namentlich an widerständigen Partien kommt dieser Gegensatz der Phasen am klarsten zur Ausbildung (Barroriegel usw.).
5. Phase: Systeme O—R (17—20):
   Unter dem Pura-System wird der Haupttalboden sehr rasch vertieft; die Nebentäler vermögen nicht mehr zu folgen. Schluchtbildungen. Veränderung der Entwässerung des Origliogebietes. Unvollständige Systeme (Diluviale Eintiefungsphase).

Das Gefälle der Systeme beträgt im Talabschnitt von Taverne bis Ponte Tresa 9—10‰.

Der Monte Caslano

Die Herausarbeitung des M. Caslano hat lange vor Eintritt der Eiszeit eingesetzt. Wir beobachten nämlich am O- und W-Absturz des Berges deutliche Verflachungen im Dolomit in 420 m, welche beidseits auf das gleiche Niveau von 400 m (M) hinausgehen. Noch auffallender aber ist die Tatsache, daß Terrassen des Purasystems nicht nur am Hang von Pura bis Ponte Tresa, sondern auch am Abhang der Collina d'Oro von Arosio bis zur Ausmündung des

V. di Figino klar durchlaufend verfolgt werden können. Die Verhältnisse zeigen deutlich, daß der Boden ringförmig um den M. Caslano herumführte.

Die Terrassen zwischen Pura und Ponte Tresa sind Reste von Talböden der Magliasina, welche, auf ihrem Schwemmkegel pendelnd, zeitweise ihren Weg in dieser Richtung nahm. Infolge der raschern Einsenkung der Systeme nach dem Barro-System (Deckfläche des Caslanerberges) vermochten Hauptfluß und Magliasina nicht mehr den ganzen breiten Talboden niederzulegen; es blieb als kleine Erhöhung der embryonale M. Caslano stehen. Die Magliasina hat sich während des weitern Einschneidens den Ausgang nach SW immer offen zu halten vermocht. Der Durchlaß s des Berges wurde durch die das Tresagebiet entwässernde Ur-Pevereggia und später durch den durch das Tresatal nach W fließenden Vedeggio offen gehalten und geschaffen.

Der M. Caslano ist bedingt durch die nahe Lage der Magliasinamündung und durch den ihn aufbauenden harten Dolomit. Die Magliasina hat die Ablösung des Berges vom Talgehänge nicht nur begonnen, sondern das Werk infolge ihrer ansehnlichen erosiven Kraft in Anlehnung an die w des Caslanerberges anschließenden weichern Glimmerschiefer auch mit Erfolg weiter zu führen vermocht. Schon zur Zeit des unmittelbar präglazialen Purasystems ragte der Berg als 150 m hohe Erhebung aus dem weiten Talboden. Durch eine gewisse Vertiefung des Talbodens namentlich im O des Berges haben die Gletscher die Höhendifferenz zwischen seiner Deckfläche und dem Bergfuß (Seeboden) noch vergrößert. Im wesentlichen aber ist der Caslanerberg ein durch fluviatile Kräfte geformter Inselberg.

5. Das Talgebiet der Tresa

Die asymmetrische Gestaltung des Talgebietes, die eigenartige Beschaffenheit der Wasserscheide in horizontaler und vertikaler Hinsicht (Dumenza!), die Ausbildung des Gewässernetzes (Flußrichtungen) zusammen mit der treppenartigen Form des Nordgehänges bei Sessa und Astano weisen auf einen komplizierten Entwicklungsgang des Tresagebietes hin, welcher hier nur ganz kurz angedeutet sei (Tafel III).

Terrassen, Verflachungen und Bachtreppen gestatten einen Einblick in diesen Entwicklungsablauf.

Wie die Systemrekonstruktion zeigt, ist die Herausarbeitung der Höhendiskordanz zwischen Sessa- und Astanoboden fluviatilen Ursprungs; beide Böden besitzen heute noch nach O gehende Entwässerung, welche die uralte Entwässerungsrichtung des ganzen Tresagebietes anzeigt. Die Ursache zur höhern Lage des Astanobodens über dem Sessaboden muß in dem Unterschied der Erosionsstärke von Lisora und Pevereggia gesucht werden. Heute ist aber die Pevereggia erosionsschwächer als die Lisora. Der Sessaboden kann nicht durch einen Wasserlauf in der Stärke der heutigen Pevereggia geschaffen worden sein. Die Pevereggia muß bis zur Ausbildung des Sessabodens weit wasserreicher gewesen sein; sie war der Hauptfluß, die Lisora der bei weitem geringere Nebenfluß.

Die Lösung dieser Formproblematik bringt eine Verfolgung der Pevereggia talauf. Man gelangt dabei zur flachen Schwelle von Dumenza, die nicht das ursprüngliche Ende des Pevereggiatales gewesen sein kann. Die Richtung des

Tales s Dumenza setzt sich nach N fort durch das Tal nach Due Cossani, über eine niedrige Wasserscheide, das V. Vedasca kreuzend ins V. Casmera und zum Lago d'Elio. Diese Tiefenlinie kann nicht zufällig so entstanden sein; geologische Bedingtheit kommt nicht in Frage. Taramelli (*92*) hat gewiß die richtige Deutung gegeben, wenn er sie als die Überreste eines alten alpinen Quertales bezeichnet hat.

Vom Langenseetale her wurde dieser Flußlauf an verschiedenen Punkten angegriffen und zerstückelt. Die Ablenkung bei Dumenza fällt in die Zeit der Schaffung des Sessabodens. Nach dieser vollendeten Köpfung der Ur-Pevereggia trat eine Stagnation der Erosion dieses Talbodens ein. Diese gesamte Entwicklung fällt noch in die Zeit vor dem Vorrücken der eiszeitlichen Gletscher. Es handelt sich dabei um den Kampf zweier Fluß-Herrschaften, der zugunsten des großen Stammtales entschieden wurde.

Später vollzog sich dann die Ablenkung der Pevereggia und der übrigen Gewässer des Tresagebietes zur Tessinfurche.

Brunner hat die Tresafrage ebenfalls einer kurzen Untersuchung unterzogen. Zahlreiche seiner Einzelbeobachtungen konnten aber so wenig als die daraus gefolgerten Schlüsse bestätigt werden. Vgl. auch Beck (*5*).

Zusammenfassende Darlegung der Entwicklung des Tresagebietes

1. Phase. Ursprüngliche Entwässerung nach der Bucht von Ponte Tresa.

I. Die obersten Niveaureste in ca. 900 m Höhe (System 4) weisen auf eine Landschaft mit geringen relativen Höhenunterschieden (bis max. 300 m) hin. Eine genaue Vorstellung von ihrer Beschaffenheit läßt sich nicht mehr gewinnen, da der Großteil der Landschaft unter dieses Niveau erniedrigt ist.

II. Zu dem Formtyp dieser obersten Systeme sind noch die vier nächsten (5—7) zu zählen, welche durch die Terrasse nw Viconago in 750/30 m vertreten, sonst aber nur im V. Magliasina erhalten sind.

III. System J und Astano-Novaggio-System (8—9). Diese Systeme weisen noch ausgedehnte Verflachungen und ein Talnetz mit ausgeglichenem Talgefälle auf, wie die schöne Terrasse von Astano beweist. Die Steilen dieses Systems konnten noch während der Ausbildung desselben bis in die Talhintergründe vorrücken. Die Höhenunterschiede sind schon beträchtlich: Der M. Rogoria überragt die Astanoterrasse um 450 m. Die Landschaft bot das Bild eines gut zertalten Mittelgebirges in intensiver fluviatiler Entwicklung.

Am Schlusse dieses Systems fand die Ablenkung der Ur-Magliasina nach SO statt. Der Romanino nimmt nun die Stelle eines Abschnittes der Ur-Magliasina ein.

Mit dem Barrosystem (K, 10) beginnt ein rascheres Eintiefen der Flüsse. Auch heute hat die Steile dieses Systems bei Astano nur ein schmales Kerbtal ausgraben können. Die Verbreiterung des Talbodens hat in den Talhintergründen kaum begonnen. S Novaggio macht sich ein Eingriff eines kleinen Nebenbaches von der sich einschneidenden Magliasina her bemerkbar: Der Molgè legt den Talboden des Curiosystems an. Die Gefällsverhältnisse der größern Flüsse bleiben ähnlich wie z. Z. des Astano-Novaggio-Systems 10—15‰.

IV. Es folgen nun die Systeme L, M und das Sessasystem. Die Tiefenerosion schreitet immer rascher voran. Die Pausen zwischen den einzelnen Tiefschnitten werden immer kürzer. Bevor eine Systemsteile in den Talhintergrund gelangt ist, erreicht schon wieder eine tiefere das Talgebiet. Es bilden sich die Flußtreppen und schmalen Kerbtäler aus. Größere Talsohlen entstehen nur in den untern Flußabschnitten. Die heutige Landschaft beginnt sich immer deutlicher abzuzeichnen. Die Ur-Pevereggia allein mag mit der relativen Senkung der lokalen Erosionsbasis der Ponte Tresabucht Schritt zu halten. Ihr breiter Talboden durchzieht bald nach Einsetzen einer neuen Steile wieder ungebrochen und breit die Tallandschaft. Der M. Rogoria erhebt sich schon 800 m über den Sessaboden. Das Durchschnittsgefälle der Flüsse hat sich mit Ausnahme der Pevereggia versteilt. Am Schlusse des Sessasystemes findet die Ablenkung der geköpften Pevereggia und aller übrigen Gewässer des Tresagebietes zur Langenseefurche durch die Urtresa aus der Richtung von Luino her statt.

2. Phase. Entwässerung nach W.

V. Es bildet sich der breite Talboden des präglazialen Fornasette-Purasystemes. Er fällt von Ponte Tresa in 340 m bis ö Luino in 300 m Höhe durchschnittlich mit 5‰, während das mittlere Gefälle der Tresa heute 6‰ beträgt. Die Versteilung des mittleren Gefälles in der Gegenwart wird durch die steile Schluchtstrecke des Fornasette-Riegels bedingt, während dieser vom Fornasette-System (16) noch in Form eines breiten Talbodens überschnitten wurde. Dieses System brachte ein neues Bild des Haupttalbodens mit sich. Er senkte sich nicht mehr nach O, sondern führte beträchtlichere Wassermassen als je zuvor nach W hin. Eine breite Lücke war in den Monteggiokamm geschlagen, durch welchen der Urvedeggio das Langenseegebiet erreichte. Sonst aber hat sich das Bild der Landschaft wenig geändert. Die alten Steilen haben junge Kerbschnitte weiter in die Talhintergründe getragen; neue und noch tiefere Steilen beginnen erneut aufwärts zu wandern.

VI. Die Eiszeit bringt neue Wirkungsformen an die Landschaft heran, die sich aber gerade im Tresagebiet nicht voll auswirken können. Die Eisdecke wirkt hier nicht selten sogar konservierend auf die Altformen. Sie hemmt die weitere Ausbildung der fluviatilen Rinnen, deren Steilen bis zu den Interglazialzeiten tot gelegt sind. Gletscherschliffe, aber noch mehr gewaltige Moränenmassen werden über das ganze, vom Eise überflutete Gebiet gelegt und bilden eine wichtige Siedlungsgrundlage der Postglazialzeit. Die breiten Böden von Sessa und des Tresatales werden wohl etwas ausgetieft. Im wesentlichen aber wird der Haupttalboden erst durch die interglaziale fluviatile Erosion tiefer gelegt, wodurch auch eine erneute Vertiefung der Flußgräben der schwächern Nebengewässer bedingt wird. Die Herausarbeitung der Riegelzone von Fornasette-Biviglione wird in dieser Entwicklungsphase gestaltet.

VII. Die Postglazialzeit trifft in einem ersten kurzen Abschnitt einen Arm des Luganersees in unserm Tal, dessen Spiegelhöhe ca. 300 m betrug (Delta von Brusata). Mit dem Einschneiden der Tresa in die Riegelzone von Fornasette, wobei wahrscheinlich schon interglazial angelegte Wege neu belebt und benutzt werden, beginnt die rasche Absenkung des Seespiegels auf seine heutige Höhe, sodaß das Tresatal wieder vollständig vom See befreit wird.

Die Entwicklung des Tresagebietes zeigt die erosive Überlegenheit des Tessingebietes über das Luganese, eine Überlegenheit, welche sich auch im W der Langenseefurche auswirkte, wie die Verhältnisse im Hintergrunde des V. Cannobino lehren, wo der Cannobino eine ganze Anzahl früher zum Centovalli entwässernder Flüsse sich tributär gemacht hat (nach einem Manuskript des Verfassers).

Quartäre Steilenwanderung

Die Steilen der Tresanebenbäche unmittelbar über dem Tresatalboden sind nicht als echte glaziale Stufenmündungen aufzufassen. Sie sind lediglich Ausdruck der weit geringern Stärke der betreffenden Gewässer gegenüber der Tresa, sodaß die Steilen nur langsam talauf wandern. Folgende Zahlen geben den Abstand des untern Randes der präglazialen Flachstrecke gegen die nachfolgende jüngere Steile hin von der Mitte des Tresatalbodens am Mündungsort des Seitengewässers an:

Romanino	Bach w Castelrotto	Lisora	Pevereggia
1200 m	950 m	1900 m	800 m

Diese Zahlen geben genau dem Stärkeverhältnis der einzelnen Gewässer Ausdruck und beweisen durch diese Gesetzmäßigkeit die Bedeutung rein fluviatiler Gestaltung auch der diluvialen Steilenwanderung. Die Pevereggia, früher der kräftigste Fluß, ist heute einer der schwächsten Nebenbäche der Tresa. Als Ausdruck früherer erosiver Stärke erscheint der Sessaboden. Die präglaziale Flachstrecke der Lisora (System 16) ist schon in 390—440 m Höhe angelangt. Wenn dies auch kein großer Betrag der rückschreitenden Erosion ist, so darf nicht vergessen werden, daß während der Eiszeit das Aufwärtswandern der Steilen aufhörte.

C. Das Seetal Brusimpiano-Morcote

Es wurde nachgewiesen, daß der Ur-Vedeggio bis und mit dem Barrosystem (10) seinen Weg über den jetzigen Marchirolo-Strunkpaß nahm. Außerdem konnte gezeigt werden, daß der Vedeggio in präglazialer Zeit seinen Weg durch die Tresafurche zum Tessintale nahm (System N, 16). Daraus folgt, daß der Vedeggio in der Zeit nach dem Barro-System bis zur Phase des Pura-Fornasette-Systems (16) nur durch die Lücke des Seetales von Brusimpiano zur Poebene abgeflossen sein kann.

Strikte Beweise durch entsprechende Systemreste lassen sich dafür nicht erbringen, da dieser Seeabschnitt durch seinen Leistenmangel auffällt. Dagegen ordnen sich die beiden Systeme L (12) und M (14) der Vedeggiotalung in ihrer Fortsetzung sehr gut den Systemen der Urcassaratetalung bei Morcote ein.

Bodenhöhen bei Morcote

System L (12)	375 m	System XII (12) des Ur-Cassarate	380 m
System M (14)	335 m	System XIV (14) des Ur-Cassarate	330 m

Wir sind zur Annahme gezwungen, daß eine alte Kammeinsattelung in der Verbindung des M. Arbostora und des M. Derta niedergelegt wurde und eine Flußanzapfung stattfand, welche zunächst den Trallo und den Bach des V. di

Figino erreichte und nach S lenkte. Diese beiden Flüßchen entwässerten seit jeher zur Bucht von Ponte Tresa und nicht nach S, wie für den Trallo die breite gegen N gerichtete Mündungsterrasse von Ardena und für den Figinobach die Tatsache zeigen mag, daß auch der W-Hang der Collina d'Oro nahezu durchgehend terrassiert ist. Nachdem diese beiden Gewässer ergriffen waren, erreichte das ablenkende Flüßchen den eigentlichen Talboden des Barrosystems in ca. 510 m Höhe und zog Ur-Vedeggio und Ur-Pevereggia zu sich.

Dadurch war nun auch der Gletscher der Vedeggiotalung der Eiszeit befähigt, in dem durch die Flußverlegung geschaffenen, später aber wieder verlassenen Talboden und Talraum eine ansehnliche Fließgeschwindigkeit zu entwickeln, welche auch eine gewisse Glazialerosion gestattete, die offenbar nicht nur nach der Tiefe gerichtet war, sondern auch das uns heute fehlende Beweismaterial, die Terrassen, vollends vernichtete.

Heims „Urquertal"

So sprechen eine ganze Anzahl Gründe für oben entwickelte Auffassung, nicht zuletzt die gute Übereinstimmung der durch das Talstück gehenden Systeme L und M mit den Böden des Ur-Cassarate und der beiden Nebentäler V. Mugera und V. di Figino. Letzten Endes aber wird die Hypothese aufgezwungen durch die beobachteten Tatsachen der Ponte Tresabucht und namentlich des Tresagebietes. Auf jeden Fall aber ist die negative Tatsache erwiesen, daß das Talstück Brusimpiano - Morcote nicht die ursprüngliche Flußrinne des Vedeggios gewesen ist; vor und nach ihrer wahrscheinlichen Benützung hat dieser Fluß andere Talwege benützt! Heims Postulierung eines Urquertales Ceneri-Agno-Porto Ceresio — dies kann nun mit Gewißheit ausgesprochen werden — trifft nur bedingt die Wahrheit.

D. Das Valle Mara und die Talung Maroggia-Mendrisio

Das Valle Mara zerfällt in zwei deutlich geschiedene Abschnitte: Der obere Teil ist ein wildes, enges Bergtal, welches auf die Hochlandschaft von Intelvi zurückgreift und durch regressive Erosion der Mara entstanden ist; bedeutend älter ist der untere Abschnitt, eine weite, freundliche und menschlicher Kultur zugängliche Landschaft; Terrassen und Verflachungen begleiten die in steiler Kerbe eingeschnittene, gestufte Mara. Sieben Systeme konnten hier nachgewiesen werden.

Die Talung von Capolago

Da durchgehende Terrassen fehlen, ist die Fortsetzung der Systeme des V. Mara nicht nachzuweisen. Die Talung besitzt heute zwei Ausgänge, einen nach N zur Ur-Cassaratetalung, den andern nach S. Dies kann nicht der ursprünglichen Talanlage entsprechen. Verlängert man die Mittellinie des Arogno-Systembodens nach S, so weist sie genau über die Seemitte bei Melano und weiter in die Richtung des Tales von Melano bis Riva S. Vitale. Es darf wohl vermutet werden, daß die Ur-Mara von Arogno, ihrem ursprünglichen Quellgebiet, nach S durch die Talung gegen Mendrisio floß. Sie war ein pri-

märer konsequenter Abdachungsfluß, der hier ein typisches Quertal schuf, dessen Querschnitt im Vergleich mit demjenigen des Ur-Cassarate bei Besano deutlich den Größenunterschied zwischen dem großen Hauptquertal und dem kürzern, randalpinen Ur-Maratal zeigt.

Die Wasserscheide zwischen Maratal und Ur-Cassarate wurde im Laufe der Entwicklung stark erniedrigt, wie der niedrige Kamm von Borgnone-Roncaglia n Maroggia zeigt. Über diesen niedrigen Kamm ist das diluviale Adda-Eis vorgedrungen und hat durch das Ur-Maratal den Alpenrand erreicht.

E. Das Valle di Muggio

Das Tal ist in die mächtige Serie der liasischen Kieselkalke eingeschnitten; es ist ein Abdachungstal, die Breggia ein konsequenter Flußlauf. In dem gleichmäßigen Untergrund konnte sich ein dichtes Talnetz ausbilden, welches seine zahlreichen Äste und Ästchen handförmig verzweigt in die Kalke eingrub. Nirgends hat die gestufte Breggia einen breiten Talboden schaffen können. Außerordentlich unübersichtlich ist die Landschaft des V. di Muggio. Die Seitenbäche der Breggia haben allenthalben Sporne aus dem Gebirgskörper herausgeschnitten; die Straße von Morbio nach Muggio ist die an Windungen reichste Verkehrslinie unseres Gebietes. Überall lassen sich prachtvolle V-Profile beobachten, welche die rein fluviatile Genese des Talgebietes geradezu aufdringlich geltend machen.

Machen die tiefern steilen Talabschnitte mit ihren rauschenden Gewässern einen wild-romantischen Eindruck, so kehrt sich die Formprägung über 900 bis 1000 m vollends in ihr Gegenteil. Runde Kammanschwellungen, weit ziehende schwach relifierte Kämme und Bergrücken bilden nach oben einen ruhigen Abschluß des bewegten Reliefs der Talregion.

Die Eintiefungseinheiten

Die Systemrekonstruktion war infolge nur weniger deutlicher Terrassenreste nicht leicht. Durchgehende Leistenniveaus fehlen. In der Region von 600 bis 900 m sind nur so spärliche Reste erhalten, daß eine Rekonstruktion ehemaliger Systeme nicht möglich war. Darüber aber konnten drei Systeme (Hochsysteme) und darunter an Hand von Flachstrecken und Terrassen 7 Systeme (untere S.) nachgewiesen werden.

Das Dossi-System (3. Hochsystem)

Während Reste der beiden höchsten Niveaus nur in der höchsten Erhebung des M. Generoso erhalten sind, werden die Höhen des übrigen Gebietes durch die sanft auf- und abschwingenden Kämme (Dossi) beherrscht, deren leicht bewegtes Wellenbild sich, von wenigen Ausnahmen abgesehen, in Höhen von 1000—1300 m hält.

Die ausgeglichene runde Formung der Dossi und die auffallende Höhenkonstanz derselben sind die Wesenszüge dieses Hochsystems. Die relativen Höhen der Kammkulminationen über dem zugehörigen Talboden (900—1000 m)

betragen im Mittel nur 300 m. Die mittlere Schartung mißt nur 30 m (Kamm des Dosso bello) oder 100 m (Kamm Sasso Gordona-Ai Monti). Die vorwiegenden Böschungswinkel alt erhaltener Kammteile oder Hangabschnitte der Dossi bleiben unter 20°.

Die Zahlen über relative Höhe, Schartungsgröße und Böschungswinkel weisen auf ein stark durchtaltes, mittelhohes Mittelgebirge hin. Es ergeben sich im V. di Muggio die Formgegensätze von Kammregion und tieferer Talregion, wie sie auch im V. di Colla genau festgestellt wurden. Auch im V. di Muggio liegt die Formenwelt mit Mittelgebirgsprägung über der Region mit hochgebirgsähnlicher Formgestaltung.

Die heutige Mündung des Systemes II des V. di Colla am Alpenrand bei Arcisate würde in 1060 m liegen (p. 95). Aus dieser Tatsache geht hervor, daß die beiden morphologisch gleich entwickelten, ca. 25 km auseinander liegenden Kammregionen von V. di Colla und V. di Muggio, deren Höhenunterschied ca. 500 m beträgt, ungefähr gleichaltrig sind. Das System II ist das nächst ältere System über dem Dossi-System. Zur Zeit dieser Systeme war das Luganese ein reich zertaltes, mäßig relifiertes Mittelgebirgs- und Hügelland, das recht geringe Formabwechslung und keine Kontraste aufwies.

Unter den Kämmen und Spornen des Dossisystemes setzt sofort eine starke Versteilung der Hänge ein; Halden von 25° gehören zu den schwach geböschten, Böschungswinkel bis 40° sind nichts seltenes.

Das Alter der Eintiefungseinheiten

Das V. di Muggio ist das einzige Tal unseres Untersuchungsgebietes, für dessen Systeme eine direkte Altersbestimmung vorgenommen werden kann. Ein gewaltiger Schotterkegel der Breggia, dessen höchst erhaltene Teile bei Morbio-Inf. auf ca. 360 m sich finden, dessen Gerölle aber bei Ghittel und Pontegana bis auf 250 m herabreichen, zeigt uns im Zusammenhang mit den rekonstruierten Systemböden des V. di Muggio, daß die Flachstrecken dieser Systeme zur Zeit der Ablagerung dieses Schwemmkegels schon angelegt, schon auf ihrer Wanderung Breggia-aufwärts im V. di Muggio angelangt sein mußten, da alle Systeme noch über dem tiefsten bekannten Schottervorkommen dieses Schwemmfächers (bei Pontegana 250 m) münden. Die Erosionsbasis der Breggia muß hier also vor Ablagerung der Schotter die Höhe von höchstens 250 m aufgewiesen haben, während das niederste System, das von Molino (13), noch eine Mündungshöhe von 310 m aufweist.

Das Überraschende ist nun das sehr hohe Alter dieses Schwemmfächers, das von allen damit beschäftigten Forschern (vgl. p. 122) als mittelpliocän angenommen wird. Ein Schottervorkommen gleichen Alters hat Buxtorf in 430 bis 460 m Höhe n Busnella (bei Morbio-Sup.) feststellen können; die Schotter liegen hier etwas unter dem Boden des Busnella-Systems (9), dessen Talboden hier also auf jeden Fall mittelpliocän schon durch eine neue Steile untertieft war. Es geht daraus hervor, daß die untern Systeme des V. di Muggio spätestens mittelpliocän schon angelegt waren.

Bis heute hat die Erosion der Breggia das Tal nicht mehr unter diese Systeme vertieft; die Systemsteilen allein haben durch ihre Rückwanderung an einer weitern rückwärtigen Talvertiefung beigetragen; jüngere, tiefere

Systeme und deren Steilen sind seither nicht mehr in das Tal eingedrungen! Selbst die alten Steilen sind nur wenig zurückgewandert, wie die Steilen des Molina-, Rovagina- und Costasystems beweisen, welche sich heute noch alle im vordersten Talabschnitt befinden.

Dies ist nicht so unerklärlich, wie es auf den ersten Blick erscheinen mag, wenn man sich die Erosionsbedingungen der Breggia während der Glazialzeiten und am Schlusse derselben vor Augen hält. Wie dargelegt wurde, drangen die Addaeismassen in die Talmündung bei Morbio-Sup. ein. Die Wasser der Breggia wurden zu einem See aufgestaut und fanden dann Abfluß durch Spalten des Eises oder über dessen Oberfläche hin. Während dieser Zeiten war die Erosion im Talabschnitt unter ca. 6—500 m stillgelegt. Wie die großen diluvialen Schwemmkegelbildungen bei Morbio-Sup., Campagna und andernorts beweisen, lag auch nach den Glazialzeiten die Erosionsbasis am Alpenrande eher höher als während der mittelpliocänen Periode. Das Diluvium ist für den untern Abschnitt des V. di Muggio eine Zeit stagnierender Erosion; Seestau, Gerölleinlagerung in die alte Talrinne behinderten die Erosion auf lange Zeiten. Nur im hintern Talabschnitt ging die Rückwanderung der Steilen stetiger vor sich.

Morphogenetischer Überblick

Das V. di Muggio ist ein auf einer primären, strukturell bedingten Abdachung des Gebirges entstandenes konsequentes Tal, dessen Nebengewässer sich fiederförmig in die gleichförmige Kalkmasse des Untergrundes eingegraben haben. Zwei voneinander verschiedene Phasen der rein fluviatilen Talentwicklung lassen sich feststellen: In der ersten Phase gestaltete sich ein mäßig hohes Mittelgebirge dichter Durchtalung heraus; Reste davon sind die Kämme des Dossi-Systems. Darauf setzt eine von Perioden relativer Ruhe unterbrochene intensive Hebung des Talgebietes ein, welche die Gewässer zum starken Einschneiden zwingt; es beginnt sich die V-förmige Talkerbe mit stark fallenden Gehängen herauszubilden. Der Betrag des Tiefenschnittes unter das Mittelgebirgsniveau beläuft sich auf annähernd 450 m im mittleren und vorderen Talabschnitt. Die fluviatile Entwicklung war im großen ganzen abgeschlossen in der Mittelpliocänzeit. Seither sind keine neuen Systemsteilen mehr in das Talgebiet eingedrungen. Die Eismassen der Glazialzeiten haben das Talgebiet nicht überflossen. Mittelpliocäne und diluviale Schuttkegel der Breggia am Talausgang, welche die alten Rinnen der Breggia z. T. ausfüllen, zeigen zur Zeit ihrer Entstehung an Stelle der weitern Absenkung der Flüsse eine Stagnation der Tiefenerosion, die auch während der Eiszeiten typisch ist für die morphologische Entwicklung des untern V. di Muggio.

V. PARALLELISATION DER EINTIEFUNGSEINHEITEN DER VERSCHIEDENEN TALRÄUME

Als Abschluß der Untersuchung der einzelnen Einzugsgebiete muß versucht werden, die gegenseitige Stellung der Systeme der verschiedenen Talräume zueinander abzuklären, also leitpunktgleiche Eintiefungseinheiten zu parallelisieren.

1. Parallelisation der Systeme von Ur-Cassarate und Ur-Vedeggio

Außer Vergleichen über die Höhenlage der Systeme in den beiden Haupttalgebieten sind noch zwei Beobachtungen gemacht worden, welche eine sozusagen stratigraphische Zuordnung gestatten:

Bei der Untersuchung des V. d'Isone ergab sich, daß das System G (Ur-Vedeggio-System) etwas jünger sein muß als das System V des V. Capriasca, da dieses System von N her durch die Hänge des Systems G unterschnitten ist (Gola di Lago).

Die Betrachtung der Abflußverhältnisse der Vedeggiotalung nach dem System K führt zur Parallelisation der Systeme L und M mit den Phasen XII und XIV (p. 88).

Stellt man die Systeme nun entsprechend zusammen, so ist ersichtlich, daß der Parallelismus von oben bis unten durchgeht, wenn auch geringe Abweichungen innerhalb 20 m nicht ausbleiben, ist doch die Systemrekonstruktion häufig mit größern Schwierigkeiten verbunden, woraus sich neben gewissen lokalen Unterschieden im Vergleich großer Gebiete geringe Unterschiede ergeben.

Die Systemkoordination ergibt nun auch eine Einfügung derjenigen Systeme des Tresa-Magliasina- und Figinotales, welche keinen Zusammenhang mit Hauptphasen der Vedeggiotalung zu haben schienen, in die Eintiefungseinheiten des weitern Luganese, da sie mit Systemen des Ur-Cassaratetalraumes auffallend gut übereinstimmen.

In der Tabelle p. 94 sei auch die Bezifferung dieser allgemein luganesischen Eintiefungseinheiten (arabische Ziffern, vgl. p. 36) durchgeführt.

2. Die Parallelisation der zum Mendrisiotto orientierten Systeme

Sie kann nicht durch direkte Verbindung mit den innerluganesischen Eintiefungseinheiten vorgenommen werden, da während ihrer Ausbildung kein fluviatiler Zusammenhang zwischen beiden Gebieten bestand. Da nun aber irgendwelche Andeutungen von jungen Brüchen oder andern eingreifenden Krustenverschiebungen zwischen der Ausmündung des Ur-Cassarate-Tales bei Arcisate und dem Mendrisiotto nicht konstatiert werden können, muß angenommen werden, daß heute in gleicher Höhe mündende Systeme in diesem Abschnitt des Alpenrandes auch ursprünglich dieselbe Erosionsbasis besaßen, demnach in ihren Anfängen altersgleich waren.

Die Zuordnung zu den teilweise hypothetisch verlängerten Systemböden des Ur-Cassaratetales zeigt Tabelle p. 95. Es geht daraus hervor, daß sich die Koordination ungezwungen ergibt; von den 25 parallelisierten Systemen der kleinen Täler des Alpenrandes (V. Mara, V. di Muggio, La Valle bei Mendrisio, Tal des Gaggiolo bei Meride) fallen nur deren vier zwischen die innerluganesischen Eintiefungseinheiten, während die übrigen weitgehende Übereinstimmung der Mündungshöhe und Abstandstypik mit denselben aufweisen.

Mündungshöhe des Ur-Vedeggio im Val Cuvio. Das System K des Vedeggio besitzt ein Gefälle von 9‰, das gleiche System der Ur-Pevereggia ein solches

Die Parallelisation der luganesischen Systeme

Luganesische Systeme	Ur-Cassarate Systeme	Abstand m	Vedeggio-Systeme	Magliasina-Systeme	Tresatal-Systeme
1a			A		
		100			
1b	I				
		100			
1c			B		
		100			
2	II		C		
		100			
3	III		D		
		100			
4	IV		E	E	E
		110			
5	V		F	F	F
		80		Lot-S.	
6	VI		G	G	G
		60			
7	VII		H	H	
		60			
8	VIII		J	J	J
		50			
9	IX			Novaggio-S.	Astano-S.
		50			
10	X		K	K	K
		50			
11	XI			Molgè-S.	
		20			
12	XII		L	L	L
		30			
13	XIII				Beride-S.
		20			
14	XIV		M	M	M
		30			
15	XV				Sessa-S.
		20			
16	XVI		N	N	N
17			O		
18			P		
19			Q		
20			R		

von 10‰. Setzt man für den vereinigten Flußlauf ein Gefälle von 7½ bis 8‰ (Ur-Cassarate 8‰) an, so würde der Boden von K am SW-Ende des Valcuvio auf die schönen Verflachungen von Azzio in 390/400 m hinausgehen; in gleicher Höhe liegen die Flächen des gleichaltrigen Ur-Cassaratesystems bei Brenno.

Mündungshöhe der Eintiefungseinheiten am Alpenrand

System	Ur-Cassarate (bei Brenno)	m	Valle Mara	m	Valle di Muggio	m
1a					Generoso-S.	1400
1b	I	1260				
2	II	1060			Pianca-S.	1100
3	III	910			Dossi-S.	900
4	IV	810				
5	V	700				
6	VI	620				
					S. Giovanni-S.	580
7	VII	550	Bogo-S.	550	Muggio-S.	540
8	VIII	490			Campora-S.	480
9	IX	440			Busnella-S.	450
			Terzera-S.	410		
10	X	400	Arogno-S.	390	Costa-S.	400
11	XI	350	Campagna-S.	360	Rovagina-S.	360
12	XII	330		320		
13	XIII	300	Bordonago-S.		Molino-S.	310
14	XIV	280	Piazzo-S.	280		
15	XV	250				
16	XVI	230	Kerb-S.	230		

VI. DAS ALTER DER EINTIEFUNGSEINHEITEN

1. Das spät-altpliocäne System 14 (Albonago-System)

Alle Systeme des Luganerseegebietes senken sich gleichsinnig und ungebrochen alpenauswärts; sie sind dem tektonischen Bau des Gebirges, auch der aufgerichteten Molasse von Como-Chiasso, nach den Gesetzen der Destruktion diskordant auf- und eingelagert, also ohne Ausnahme erst nach vollzogener Gefügebildung zur Ausformung gelangt. Das im s Alpenvorlande aufgeschlossene marine Mittel-Pliocän (Astien)[1] gestattet nicht nur die Begrenzung der tektonisch-paroxysmalen Bewegungen gegen die Gegenwart hin, sondern bietet auch die sichere Handhabe zur Bestimmung einer pliocänen luganesischen Haupterosionsbasis und damit des Alters der untersten Abschnitte der auf sie hinausgehenden Systeme.

Der mittelpliocäne Küstensaum

Kronecker hat 1913 eine gründliche Arbeit über das Pliocän der Bucht von Almenno (w Bergamo) verfaßt, welche ein gutes, auch für unser Gebiet geltendes Bild der mittelpliocänen Küste vermittelt.

[1] vgl. Taramelli, 90, p. 95; Heim, 28, p. 28; Penck, 62, p. 747 f.

Die Küste kann infolge der intensiven diluvialen Verschüttung nicht mit letzter Genauigkeit festgelegt werden (vgl. Kärtchen in Taramelli *92*); sie folgte im allgemeinen dem Gebirgsabfall oder lag nur wenig s desselben. Zwischen Como und Varese erfüllte das Meer ein seichtes Becken, welches seewärts durch eine lange Insel oder eine Reihe kleiner Eilande — die Molasseberge — abgegrenzt war. Die Pliocäneinlagerungen in Mündungen von Alpentälern (Val Sesia, vgl. Penck *62*) und alte randalpine Erosionsformen (Becken von Balerna) weisen darauf hin, daß die Transgression mit einem Untertauchen des Landes verbunden war; bucht- oder fjordartig drang das Meer in ertrunkene Talmündungen vor. Es bildete sich eine Form heraus, welche Schlüter als Ingressionsküste ersten Grades oder treffend als Schlupfwinkelküste bezeichnet.

Daß das Land aber nicht stark unter den Meeresspiegel untergetaucht war, beweisen die Sedimente und Fossilien dieses Meeres; die marine Fauna deutet auf eine küstennahe Flachseeablagerung hin. Die Fauna der Pliocänvorkommen von Almenno bewohnt gegenwärtig im Mittelmeer hauptsächlich die Zonen der Strandlinie bis in etwa 70 m Tiefe (Kronecker, p. 99). Das flache Ufergelände war mit Laubwald bestanden, dessen Gepräge von der heutigen Vegetation nicht wesentlich abwich.

Irgendwelche Strandterrassen, wie sie Penck (*62*) von Biella und anderwärts beschreibt[2], konnten am Alpenrande zwischen Como und Varese nicht beobachtet werden. Kronecker macht denn auch darauf aufmerksam, daß sowohl in den Buchten als auch an der freien Außenküste des Golfmeeres Zeugen einer wirksamen Brandungstätigkeit vollständig fehlen. Die feinen terrigenen Schlammsedimente sind in unmittelbarer Nähe der Küste auf ein sanft geneigtes oder flaches Küstenbord aufgelagert worden; eine wirkliche Brandung hätte ein Kliff und eine Küstenplattform mit Blocklagern schaffen müssen, während der Soogstrom die feinen Schlammpartikel weiter ins Meer hinausgeführt hätte. Nach Braun sind auch im n Subapennin keinerlei Anzeichen für eine Abrasionstätigkeit des Pliocänmeeres vorhanden.

Die prämittelpliocäne Erosionsbasis

Der Spiegel des mittelpliocänen Golfmeeres bedeutet für das luganesische Hinterland nicht eine neue, tiefliegende Erosionsbasis, von welcher neue Eintiefungseinheiten ausgegangen wären. Im Gegenteil, er liegt über der alten, versunkenen prämittelpliocänen Erosionsbasis, und neue, unter dieselbe sich abtiefende Eintiefungssysteme sind während der Dauer der Transgression nicht zur Ausbildung gelangt[3].

Das Mittelpliocän ist auf dieser prämittelpliocänen randalpinen Erosionsbasis abgelagert worden; auf diese Auflagerungsfläche hinausgehende Eintiefungssysteme sind demnach spätestens vor der Transgression des mittelpliocänen Meeres angelegt worden.

---

[2] p. 806: „Wir vermögen diese Hochflächen nur als einen alten Küstengürtel des Pliocänmeeres zu deuten, dessen Erhebungen durch die Brandung gekappt" wurden.

[3] Der Anschluß der alten Talböden muß demnach nicht an die Oberfläche des Pliocäns vorgenommen werden, wie dies Penck tut, sondern an die liegende Erosionsfläche.

Die Auflagerungshöhe des Mittelpliocäns ist im Alpenvorlande zwischen Como und Varese leider nicht erschlossen; bei Balerna ist das Pliocän bis ca. 250 m, bei Folla d'Induno bis 330 m hinunter aufgedeckt, reicht aber an letzterem Orte offenbar noch tiefer[4]; bei Almenno liegen die Schichten in ca. 300 und 270 m über den aufgerichteten Bänken der Scaglia. Infolge dieses Mangels an Aufschlüssen kann das Niveau der prämittelpliocänen Erosionsbasis im Vorlande der Luganeralpen nicht absolut sicher angegeben werden. Doch geht man wohl nicht sehr in die Irre, wenn man sie bei 240/50 m ansetzt.

Verlängert man nun das bei Cuasso-Piano in 310 m ermittelte System 14 (Albonago-System, nach Albonago am M. Brè) unter Annahme des gleichen Gefälles wie oberhalb Cuasso nach S, so würde es bei Folla eine Bodenhöhe von ca. 240 m Höhe besitzen. Es läuft also gleichsohlig auf die prämittelpliocäne Basis der Erosion am Alpenrand hinaus.

Der Versuch einer stratigraphischen Verknüpfung der luganesischen Eintiefungseinheiten mit der von mittelpliocänen marinen Schichten bedeckten alten prämittelpliocänen Erosionsbasis des Alpenfußes führt bei vorsichtiger Abschätzung zur Parallelisierung derselben mit dem System 14 der luganesischen Eintiefungseinheiten.

Dieser Punkt unserer Untersuchung ist von so ausschlaggebender Bedeutung für die Auffassung der Erosionsgeschichte der Luganeralpen — an ihm entscheidet sich die Altersfrage und damit die Art der morphogenetischen Konsequenzen —, daß noch kurz auf einige Möglichkeiten hingewiesen sei:

1. Neue Pliocänaufschlüsse zeigen vielleicht, daß die prämittelpliocäne Piedmontfläche in unserm Gebiete noch etwas tiefer liegt als angenommen. Das hätte zur Folge, daß nicht das System 14, sondern ein noch jüngeres dieser Erosionsbasis entspräche, daß also die Eintiefung der Systeme prämittelpliocän noch etwas weiter gediehen war als wir auf Grund unserer Parallelisation annehmen. Jedenfalls — und dies zu betonen ist wichtig — kann sich durch neue Funde eine Verschiebung des prämittelpliocänen Niveaus nur nach unten auswirken. Die Systeme können dadurch nur an Alter gewinnen, jedenfalls aber nicht jünger werden! Das *hohe Alter* der luganesischen Alpen ist eine stratigraphisch nachgewiesene Tatsache.

2. Es ist aber anzunehmen, daß der ursprüngliche, überflutete und überlagerte Meeresgrund sich ungefähr in der von uns angegebenen Höhenlage befand; nach Kronecker lag der Meeresspiegel bei Almenno lange Zeit in ca. 310 m. Das Meer war aber nur 70 m tief, so daß sich eine Höhe des Meeresbodens zu 240 m ergeben würde. Bei Folla d'Induno geht das Pliocän sogar bis ca. 350 m hinauf; es ergibt sich für diesen Meeresspiegel eine Seetiefe von über 100 m. Demnach dürfte der prämittelpliocäne Untergrund nicht bemerkenswert tiefer liegen als von uns angenommen, da die Ablagerungen von Folla ebenfalls richtige Seichtmeerbildungen sind.

3. Nach Kronecker (p. 154) ist die Annahme eines Einsinkens des Meeresbodens in mittelpliocäner Zeit durchaus unbegründet; die Mächtigkeit der

[4] Die Höhenunterschiede sind durch nachträgliche Erosion zu erklären. Bei Taino (ö Angera) stehen gleichaltrige Schichten in 260 m an. Bei Folla sind noch die obersten Schichten, die „sabbie gialle" erhalten, während sie bei Balerna zu fehlen scheinen.

mittelpliocänen Ablagerung kann also höchstens die damalige Meerestiefe betragen, und diese war, wie gesagt, wohl vorwiegend 70 m.

4. Die Lagerung des Pliocäns von Balerna, des durch seine tiefe Lage ausschlaggebenden Aufschlusses, ist so einwandfrei als ungestört erwiesen, daß nicht an eine nach der Ablagerung stattgehabte Absenkung desselben, sei es durch Bruch oder Flexur, gedacht werden darf. Die gegenseitige Lage von Alpen und Balerna-Pliocän ist noch heute genau dieselbe wie zur Zeit der Ablagerung desselben.

Nach dieser stratigraphischen Zuordnung haben alle Systemsteilen der Luganeralpen bis mit der Eintiefungsphase 14 in der Zeit zwischen dem Schlusse der Aufstauung der lombardischen Alpen und dem Mittelpliocän ihre Wanderung talauf und alpeneinwärts begonnen und teilweise schon weitgehend durchgeführt[5].

2. Das spät-pliocäne, präglaziale System 16 (Pura-System)

Methodisches

Von den zwei zur Fixierung des präglazialen Bodens angewandten Methoden, der stratigraphischen, welche eine Verknüpfung von Deckenschottersohle im Vorlande und Alpenterrassen erstrebt, und der morphologischen, liefert nur die erstere absolut zwingende und eindeutige Resultate.

Die morphologische Methode ist eng verknüpft mit der Lehre der Übertiefung, setzt sie doch das präglaziale Niveau an der Grenze zwischen unübertieften und übertieften Formen an. Ohne auf die Problematik dieser Methode, welche durch ihre Anlehnung an die stark angezweifelte Übertiefungslehre erhellt, näher einzutreten, sei nur noch der nicht ganz unberechtigten Einwände Valkenburgs (p. 28 ff.) dagegen gedacht. Neuere Forschungen und dadurch bedingte Wandlungen in den Anschauungen über die Glazialerosion haben die Unsicherheit derselben noch mehr ins Licht gerückt, so daß Sölch (85, p. 215) sagen muß: „Der Verlauf der präglazialen Talböden ist weniger geklärt denn je ...“

Bei Anwendung dieser zweiten Methode wurden gewöhnlich zwei Formkomplexe als unübertieft und demgemäß als präglazial betrachtet:

1. Die untersten präglazialen Gehängestücke werden dort angesetzt, wo obere flachgeböschte Verflachungen, welche meistens mit der Trogschulter identisch sind, zu den Steilhängen des Taltroges abbrechen. Penck und Brückner, Beck, Lautensach und auch Machatschek, um nur einige Namen zu nennen, haben in unserm Lande nach diesem Kriterium gearbeitet und ihnen folgend die meisten Alpenmorphologen.

---

[5] Penck reiht die Hochflächen von Cuasso al Monte, Meride und Tremona in die marine Abrasionsplattform des pliocänen Küstengürtels ein, und schließt hier die pliocänen Talböden an (62, p. 806). Doch unsere Ausführungen haben gezeigt, daß diese Flächen weit ältere fluviatile Verebnungen sind, liegen sie doch ca. 200 m über dem prämittelpliocänen Niveau und annähernd 150 m über dem mittelpliocänen Meeresspiegel. Deshalb müssen sämtliche Angaben Pencks über die pliocäne Talbildung am S-Rande der Alpen einer Revision unterzogen werden; sein Piacentino-System ist älter (vgl. Klebelsberg 37 p. 59).

2. Mehrfach wurde in den „Alpen im Eiszeitalter" von Penck (p. 145 z. B.) und von Brückner (p. 612 ff.), dann auch von Nußbaum (*55*, *56*) die Lage des präglazialen Talbodens auf der Höhe der Stufenmündungen der Seitentäler oder durch Verlängerung der Talsohlen des Mittellaufes (Flachstrecken!) oberhalb der Mündungsschluchten bis zur Mitte des Haupttalquerschnittes bestimmt, eine Methode, gegen welche Lautensach (p. 55) und Machatschek (*50*, p. 252) berechtigte Einwände geltend gemacht haben, denn die Annahme bedeutender Glazialerosion im Haupttal setzt auch, wo nicht besondere Verhältnisse vorliegen, im vergletscherten Nebental einen glazialen Abtrag voraus.

Da die Felssohle des Deckenschotters (Ferretto) im lombardischen Alpenvorland nur an vereinzelten Punkten aufgeschlossen ist, kann die Lage der präglazialen Bergfußebene nicht bestimmt werden. Damit fällt die stratigraphische Methode der Bestimmung des präglazialen Niveaus für unser Gebiet dahin.

Trogschulterflächen zur Rekonstruktion dieses Niveaus hätten auch dann nur mit großer Vorsicht und nennenswerten Vorbehalten Verwendung finden können, wenn es deren im Luganerseegebiete geben würde; alle ihnen analogen, höherliegenden Verflachungen sind Terrassen und Kammrundungen, welche in ansehnlicher Höhe über dem prämittelpliocänen Albonagosystem (14) liegen! Unter diesem System aber sind nur noch zwei Eintiefungseinheiten in allen Teilen unseres Untersuchungsgebietes beobachtet worden, die Systeme 15 und 16, während die Reste von 17—20 meistens unklar und nur im Vedeggiogebiete auftreten.

Beobachtungen glazialer Übertiefung im Luganerseegebiet

Morphologische Beobachtungen weisen nun darauf hin, daß die luganesische Eintiefungseinheit 16 (Pura-System), die unterste gut erhaltene Phase, das präglaziale Niveau repräsentiert.

Unter diesem Talboden macht sich nämlich an einigen Stellen besonders klar und eindeutig eine starke Talvertiefung gegenüber den Seitentälern bemerkbar, welche *in größtem Gegensatz zu der fluviatilen Kraftverteilung* steht, aber auffallende Konkordanz mit der Anordnung der diluvialen Haupteisströme aufweist.

Derartige morphologische Verhältnisse weist die Gegend der Mündungsstufe des V. d'Isone (p. 75) auf. Breite Haupttalsohle und schmale Mündungskerbe des V. d'Isone sind umgekehrt proportional der Wassermasse der sie durchfließenden Gewässer. Diese auffallende Anomalie der Formbildung, welche im größten Gegensatz zu den Gesetzen der fluviatilen Erosion steht, kann nur der Ausdruck einer ehemals anders struierten Kräfteverteilung im Gebiete von Camignolo sein. Während sich bis zum System 16 die Abtragskräfte in Ceneritalung und V. d'Isone mindestens die Wage halten mußten, ja diejenigen des V. d'Isone stärker arbeiteten, trat nach der Eintiefungseinheit 16 ein Umschwung ins Gegenteil ein: Großer Abtrag in der Ceneritalung, geringer im V. d'Isone. Dies ist die klare und eindeutige Konsequenz, zu welcher wir durch die Formsprache gedrängt werden!

Es wurde erwiesen, daß nur während der Eiszeiten Verhältnisse bestanden, welche diese Umkehr der Kräfteverhältnisse von Ceneri- und Isonetal herbei-

führen konnten. Die Verteilung der glazialen Eisflüsse deckt sich konform mit der Formung: Ein mächtiger Gletscherstrom in der Ceneritalung, eine stark gestaute Eiserfüllung des V. d'Isone!

Die Übertiefung der Ceneritalung unter die Mündungsterrasse des V. d'Isone ist ein Werk der eiszeitlichen Gletscher. Das System 16 ist das präglaziale Eintiefungsniveau.

Weitere Beobachtungen

Das unterste System der Täler w Sigirino ist das System K(10); dann folgt der Abschwung der Bachläufe zum heutigen Haupttalboden. Das präglaziale System 16 ist hier nur noch in der mächtigen Sammelsteile enthalten. Prächtig ist der Gegensatz zwischen präglazialer Fläche und diluvialer Absenkung des Haupttales in der Terrassenbucht von Pura zu sehen: Keilförmig greift die Puraterrasse in das Gehänge ein; darin eingesenkt ist die enge diluviale Schlucht der Magliasina. Die Stufe des Trallo bei Brusimpiano hinwiederum reicht hoch über das Niveau 16 hinauf; die diluviale Eintiefung der Täler hat sich zu der mächtigen Sammelsteile unter dem System 12 akkumuliert. Die untersten Steilen von Romanino und Lisora gehören ebenfalls der Abtiefung nach dem System 16 an; gleiches können wir an der Mara beobachten.

Besonders prägnant ist der morphologische Gegensatz wieder im V. d'Osteno und V. Solda zu beobachten, wo die untersten Flachstrecken dem System 16 angehören; darunter folgt die Steile zum Seespiegel und endlich der gegen 300 m betragende Abschwung zum Seeboden. Auch hier hat eine großartige Abtiefung eines präglazial nur geringe fluviatile Kräfte aufweisenden Tales gegenüber seinen Nebentälern stattgefunden, welche in der Eintiefung beträchtlich zurückgeblieben sind.

Gerade hier ist besonders klar der Grund für den Mangel glazialer Übertiefung in den Seitentälern zu erkennen: Es ist eine Eigenart der luganesischen Fremdvergletscherung, daß das Eis meistens von unten her in die Seitentäler eindringt und sich hier aufstaut, so daß jeglicher Abtrag während dieser Zeit hier unterbunden ist. Auf dieser Ausbildung der Seitentalvereisung beruht die Möglichkeit der Verwendung der Seitentalflachstrecken für die Rekonstruktion des präglazialen Systems. Die Einwände gegen diese Methode haben hier keine Geltung.

Die Übereinstimmung des morphologischen Charakters der Seitentalmündungen unter dem System 16 bestätigt nicht nur unsere Ansicht vom präglazialen Alter des Pura-Niveaus, sondern auch die Richtigkeit unserer Systemrekonstruktionen und ihrer Parallelisation.

Der präglaziale Talboden bei andern Forschern

Penck (*62*) erwähnt die Mündungsstufen von Camignolo und von Pura ebenfalls, ohne aber auf die ausschlaggebende Diskordanz von Talformung und Gewässerstärke bei Camignolo aufmerksam zu machen. Versuche zur Festlegung des präglazialen Talbodens unternimmt er nicht.

Nach Lautensach besitzt der präglaziale Talboden des Tessintales (Bedrettoboden) über Bellinzona eine Höhe von 750 m, über dem obern Langensee eine solche von 550 m. Die Höhe unseres präglazialen Systems 16 beträgt an der

Ausmündung des V. d'Isone 560 m und senkt sich fortlaufend bis auf 300 m beim Porphyrriegel von Fornasette im Tresatale.

Patrini (*60, 61*) verfolgte Lautensachs drei Talböden im Langenseetale weiter nach S und setzte die Höhe des Bedrettoniveaus in der Gegend von Luino in 450/500 m an, also ca. 150/200 m über unserm Systemboden. Da aber die Aufnahmemethode Patrinis lediglich die größern Terrassen berücksichtigte und auf eigene Altersbestimmung der Systeme von vorneherein verzichtete, dürften seine Resultate bei weitem nicht endgültig sein. Abgesehen davon ist es wohl kein Zufall, daß wir zu einer geringern Höhenlage des präglazialen Systemes gelangen; mit Sölch sind auch wir der Meinung, daß eine Revision mancher glazialmorphologischer Untersuchungen zu ähnlichen Resultaten gelangen müßte. Eine ähnliche Höhendifferenz ergibt sich auch zwischen dem pliocänen (prämittelpliocänen) System unserer Untersuchung und dem pliocänen Boden Pencks (vgl. p. 98, Anm. 1).

VII. DIE JUNGTERTIÄRE FORMENTWICKLUNG DES LUGANERSEEGEBIETES

Von den sechzehn beobachteten jungtertiären Eintiefungseinheiten des Untersuchungsgebietes zeichnen sich die Systeme 6 (Arbostora-S.), 10 (Barro-S.) und 16 (Pura-System) durch ihre charakteristische Ausbildung und gute Erhaltung aus; sie bilden bedeutsame Phasen und Wendepunkte luganesischer Landschaftsentwicklung.

A. Die Eintiefungsentwicklung

1. Die Hochsysteme 1—3

Das Arbostorasystem (6) ist die oberste, von den hintersten Talgründen bis an den Alpenrand bei Brenno ohne ansehnliche Lücken verfolgbare Eintiefungseinheit; die noch höhern Systeme sind auf die höhern Kammregionen beschränkt und nur als Rest- oder passive Systeme zu beobachten, konnten aber doch mit Hilfe der Methode der Abstandstypik gut parallelisiert werden.

Die altpliocäne Mittelgebirgslandschaft

Die höchsten und ältesten Reste sind die Gipfelhauben des M. Garzirola, M. Tamaro und M. Generoso, welche alle dem Systeme 1a angehören.

Einen guten Einblick in die Physiognomie der ältesten noch heute in Resten erhaltenen Landschaftsformen des Untersuchungsgebietes ergab das System 2 im Umkreis des V. di Colla: Dieses Tal wies damals die sehr sanften Formen eines breiten Muldentales bei nur geringer Reliefenergie auf; die orometrischen Werte weisen in ihrer Gesamtheit auf eine sehr ausgeglichene Mittelgebirgslandschaft hin. Der M. Garzirola erhob sich 570 m über den Talboden; ca. 700 m steigt die etwas steilere Gestalt des M. Tamaro über den breiten Mul-

denboden der Vedeggiotalung auf, während der M. Generoso sein Haupt rund 500—600 m über die nächsten, breit ausgedehnten Talsohlen erhebt. Alle andern Rundkämme weisen geringere Höhen auf; die Hänge schwingen von diesen im allgemeinen ungebrochen und mit durchschnittlich 15° Neigung zum Talboden nieder; nur die höchsten Kammerhebungen tragen noch flachere Formen der Systeme 1 zur Schau; an klaren Hangknicken stoßen die beiden Hangsysteme aneinander ab. Die Talsohle dieser Eintiefungseinheiten mußte bei Brenno am Alpenrande eine ungefähre Höhe von 1060 m besitzen; die relative Höhe des M. Garzirola über diesem tiefsten Punkte des Berglandes beträgt demnach über 1000 m; etwas geringere Höhenspannung, ca. 800 m, dürfte das System 1 aufgewiesen haben.

Die höchsten Aufragungen sind keine Härtlinge, wie besonders auch der M. Generoso beweist, sondern gehören den Talhintergründen und der Hauptwasserscheide an (Fernling) oder stehen auf jeden Fall nicht in der Nähe der breiten Haupttäler (M. Generoso[1]), sondern sind mehr oder minder basisfern. Die Unabhängigkeit der Gipfelhöhen vom sie aufbauenden Gesteinsmaterial und ihre gut ausgeprägte Höhenkonstanz ist Ausdruck der weit gediehenen Abtragung, welche die Landschaft dieser Systeme 1 und 2 schuf. Die Muldentäler verlaufen ungebrochen bis in die Talhintergründe; die Normalgefällskurve ist allenthalben erreicht; die Landschaft ist in ihr „Altersstadium" eingetreten.

Gleichzeitigkeit von Aufbau und Abtrag

Diese alte Mittelgebirgsoberfläche schneidet den tektonischen Bau des Gebirges ohne irgendwelche Rücksicht auf den Untergrund; sie geht über vom Lias auf die Triasdolomite und die kristallinen Schiefer im N; die Wurzelzone mußte damals schon weitgehend denudiert sein. Ein während seines Aufbaues zu kolossalen Höhenunterschieden hin tendierendes Gebirgsgerüst ist durch die Kräfte des Abtrags überwunden worden, und diese geben der Landschaft ein ausgeglichenes, nivelliertes Gepräge. Die Unterschiede des während dieser Entwicklung vollzogenen Gesteinsabraums sind in den einzelnen Gebieten außerordentlich bedeutend. Die Höhenunterschiede der tektonischen, strukturellen Oberfläche sind auf dem kleinen Raume unseres Gebietes so enorm, die Mächtigkeit der abgetragenen Gesteinsmassen so unterschiedlich, die Reliefumkehr gegenüber dem strukturellen Gefüge so auffällig, die Eingrabung der größern Quertäler und damit die Ausbildung eines ausgeprägten Flußnetzes gerade in der am meisten gehobenen Scholle so kennzeichnend, daß daraus mit Sicherheit geschlossen werden muß, daß der Abtrag schon in den *ersten Anfängen* des Emportauchens der jungen Alpen die sich gestaltenden Höhenunterschiede mit Erfolg auszugleichen verstand (vgl. p. 12 f.). Die gewaltigen Höhendifferenzen der strukturellen Oberfläche waren nie morphologische Tatsache; im Gegenteil: Nicht einmal ein Hochgebirge mit ausgeprägtem Steilrelief steht am Anfange der luganesischen Landschaftsentwick-

[1] Gerade die große Höhe des M. Generoso im Liaskalk ist ein Beweis, daß dieser Berg nicht in direkter Nähe einer tief eingeschnittenen Haupttalung stand; das Ur-Cassaratetal verlief niemals, wie Heim annimmt, durch die Capolagofurche.

lung, sondern ein ausgeglichenes Berg- und Hügelland mit breiten, gemächlich sich zum Gebirgsrande senkenden Muldentälern, sanft schwingenden rundlichen Kammzügen und maximalen Höhendifferenzen, wie sie heute beispielsweise der Harz aufweist. Dies muß gegenüber Heim (*29* I, p. 372) aufs entschiedendste betont werden: Hier haben die „jungen" Alpen seit ihrer Entstehung wirklich Muße gefunden, ganz und gar auszureifen, ja sich sogar ein gealtertes Aussehen zuzulegen! Und daß dieses ausgeglichene Altrelief nicht nur ein Charakteristikum des Luganerseegebietes ist, beweisen neuere Untersuchungen in West- und Ostalpen immer mehr (vgl. Machatschek *48*, Brückner *12*). Halten wir fest, was Heim selbst sehr eindringlich gesagt hat: „Die Natur ist immer komplizierter als es unserm zur Schematisierung geneigten Geiste angenehm ist" (*29*)[2].

Ähnlich wie Walter Penck gelangen auch wir zur Annahme einer Gleichzeitigkeit von Abtrag einerseits und Aufwölbung anderseits; ja, die Destruktion konnte der Hebung der Gebirgsmasse in den Anfängen so sehr Schritt halten, daß die Hebung stets durch Abtrag wieder in hohem Maße ausgeglichen wurde, so daß als älteste Form der Luganeralpen nicht ein Hochgebirge, sondern ein ausgeglichenes Relief erscheint. Dieses Untersuchungsergebnis stimmt insofern mit den Ansichten W. Pencks überein, als dieser Forscher als primäre Oberfläche unserer Alpen auch ein sanftes Relief annimmt, welches in großem Gegensatz zu dem heutigen, jünger geschaffenen Formbilde steht. Dagegen lag kein „Primärrumpf" (oder Trugrumpf, wie Sölch diese Form nennen möchte) vor, sondern ein Mittelgebirge.

Schon 1918 hat Sölch betont, daß die heute hoch gelegenen Verebnungen der Ostalpen nicht dadurch entstanden seien, daß ein älteres Gebirge fast bis zum Meeresspiegel abgetragen wurde und die Landschaft dann neuerdings eine Hebung erfuhr, sondern sie wurden während der Anfänge der jüngsten Gebirgsbildung selbst geschaffen. Daß dabei stets eigentliche Rumpfebenen, „Trugrümpfe", zur Ausbildung gelangten, ist nicht wahrscheinlich. Götzinger vertritt mit Nachdruck die Ansicht, daß die Landschaft der nordostalpinen Kalkplateaus nicht eine eigentliche Rumpffläche, sondern ein tief gelegenes Hügelland, eine kuppige Mittelgebirgslandschaft mit Höhenunterschieden bis etwa 800 m war; auch Machatschek (*48*) vertritt eine ähnliche Ansicht, ebenso Klebelsberg (*37*, p. 53). Mit dieser Auffassung würde unser Befund übereinstimmen, wobei nicht ausgeschlossen ist, daß vor der Ausbildung des Systems 1 ein noch flacheres Hügelrelief vorhanden war, dessen Reste aber dann von den darauffolgenden Eintiefungsphasen vollständig vernichtet wurden, was bei der Langsamkeit der beginnenden aufsteigenden Entwicklung durchaus verständlich wäre.

---

[2] Da der Grad der Ausreifung eine Funktion der ursprünglichen Gebirgshöhe ist (vgl. Sölch 81, p. 465), wäre die Alterung der Altlandschaft im Gebiete des Lias (Intelvi) von vornherein nichts verwunderliches, da hier nur einige 100 m Gesteinsmaterial abgetragen worden sind. Der Abtrag, welcher die Altlandschaft der Systeme 1 und 2 im N schuf, geht aber in die Tausende von Metern, was die mächtige Vorherrschaft der abtragenden Kräfte gegenüber den gebirgsbildenden gerade in der Anfangszeit der Alpen eindrücklich demonstriert.

System 3 (Dossi-System)

Dieses Altrelief der Systeme 1 und dann 2 ist die Ausgangsfläche für die weitere Zuformung unseres Gebietes. Es setzt eine ruckweise Hebung unseres Mittelgebirges ein, welche mit jeder neuen Bewegung frische Steilen die Flüsse aufwärts wandern läßt. Das System 3 zeigt im V. di Colla schon eine gegen 1000 m heranreichende Höhenspannung zwischen Kammerhebungen und Talboden, wenn auch die Formen noch nicht zum ausgesprochenen Steilrelief gerechnet werden dürfen. Im Gebiete des V. di Muggio dagegen sind die Höhenunterschiede nur 600 m maximal, gewöhnlich aber weit geringer; das Dossi-System (3) zeigt hier noch durchaus die reliefenergetischen Werte des Systems 2 im V. di Colla; die sanft gewellten Dossi sind die prachtvollen Reste dieses Altsystems.

Verjüngung der Systemformen taleinwärts

Dieser Formgegensatz innerhalb einer und derselben Eintiefungseinheit ist für die Entwicklung flußbeherrschter Abtragsländer charakteristisch: Die leitpunktnahen Abschnitte einer neuen Phase reifen früher aus als die hintersten Talgründe, da hier die Phase infolge des Rückwärtswanderns der Phasensteile später zur Auswirkung gelangt und wegen der geringern zur Verfügung stehenden Flußkräfte auch bedeutend langsamer arbeitet. Das System 3 und alle Eintiefungseinheiten zeigen diesen in der Natur des Abtragsvorganges begründeten Formwechsel mit größter Schärfe.

Machatscheks (*49*) ältestes pliocänes Talsystem, welches allerdings etwas jünger als das altpliocäne luganesische Mittelgebirge sein dürfte, besaß eine Gesamtreliefenergie von bis 2000 m; das Wallis hatte damals also schon Hochgebirgscharakter. Auch hier beobachten wir die fortschreitende Verschärfung der Formen mit der Entfernung von der Erosionsbasis: Dasselbe System, welches am Alpenrande als sanftes Mittelgebirgsrelief ausgebildet ist, weist in den innersten Alpentälern schon die Anfänge des Steilreliefs auf. Dieses wächst im Laufe der Entwicklung *alpenauswärts* und ergreift zuletzt auch die Randketten.

Das Alter der Hochsysteme 1—3

Das Altrelief derselben ist nach dem Abschlusse der tektonischen Bewegungen geformt worden und erweist sich anderseits durch seine Lage 800 m über dem prämittelpliocänen Albonagosystem als frühaltpliocän oder sogar miopliocän.

Gleichaltrige alpine Formgruppen

Das altpliocäne luganesische Mittelgebirge der Eintiefungseinheiten 1—3 scheint altersgleich mit dem Gipfelflurniveau Becks (*5*) und etwas älter als der oben erwähnte pliocäne Talboden des Wallis (Machatschek *49*) zu sein. Es dürfte vielleicht dem Firnfeldniveau von Creutzburg entsprechen, das von Klebelsberg (*37*) als gleichaltrig mit den alt- oder mittelmiocänen Kalkhochflächen betrachtet wird, aber nach Schmidt, Machatschek (*50*) und Cadisch

Photo Rüedi, Lugano

Lugano, l M. Brè. Dahinter die Mittelgebirgslandschaft von Intelvi: steiler Troghang gegen den See.

(*15*, *16*) auch erst obermiocän sein könnte. Ob diese Formgruppe der von H. von Staff im Wallis aus Gipfel- und Kammhöhen konstruierten mittelpliocänen Peneplain entspricht, ist schon deswegen nicht zu ermessen, da die Darlegungen dieses Forschers wohl erst genauer überprüft werden müßten.

Größere Konkordanz als mit diesen hinsichtlich ihres Alters doch noch etwas problematischen Flächen zeigen aber die Hochsysteme mit dem „Hochflächensystem" der Lessinischen Alpen, welchem nach Klebelsberg (*36*) altpliocänes Alter zukommt[3]. Diese alte, hohe Abtragsfläche der Lessinischen Alpen trug nach Klebelsberg nirgends ausgesprochenen Hochgebirgscharakter, war aber anderseits keine Peneplain; sie senkte sich bis auf 900 m am Alpenrande, was genau der Mündungshöhe des Systemes 3 des Luganerseegebietes entspricht. Formcharakter, Höhenlage und Alter weisen auf morphogenetische Identität der luganesischen Hochsysteme mit dem Hochflächensystem der Lessinischen Alpen hin.

Entwicklungsgeschichtlich dem gleichen Stadium gehören offenbar die Hangverflachungen in 800—1000 m an, welche Gauss aus den Brescianer Voralpen beschreibt. Dieses ausgezeichnete Oberflächensystem scheint am Südalpensaume in weiter Verbreitung und guter Erhaltung vorzuliegen; auch am Comersee fallen die Hochverflachungen in ca. 1000—1100 m auf; Rassmuss weist auf eine ähnliche Altlandschaft in 1100—1200 m Höhenlage im Bereiche der Vall'Adrara hin.

Eine genaue Parallelisierung der Eintiefungseinheiten mit Hochverflachungen in andern Gebieten kann natürlich nur durch die direkte Verknüpfung von Systemen geschehen. Alle andern lediglich auf verschiedene Überlegungen gestützten Koordinationen sind Notbehelfe, welche nicht selten zu Trugschlüssen führen. Zukünftige Untersuchungen werden größere Sicherheit bringen.

2. Die Systeme 4—6 (Arbostora-System)

Unter den Flächen des Systemes 3 im V. di Muggio setzen sehr klar die steilen Hänge des Tales ein, welche zu der in schmaler Kerbe rauschenden Breggia hinunter führen. Ähnliches beobachtet man auch in andern Teilen des Luganese. Die Hebungsintensität des Alpenkörpers wächst; die unter dem Dossisystem folgenden Eintiefungsphasen graben sich in rascherer Folge als bisher ein. Auch im V. di Colla treten nun Steilformen auf, welche dem Hochgebirge eigen sind; die Höhenunterschiede wachsen über 1000 m und erreichen beim System 6 schon 1500 m (zwischen M. Garzirola und Alpenrand).

Die Gipfelflur

Verschiedentlich schon wurde auf die Altformung der meisten Kämme des Luganese aufmerksam gemacht; auf lange Strecken wurde ihre Zugehörigkeit zu den obersten Eintiefungseinheiten nachgewiesen. Im ganzen Umkreise des V. di Colla gehören die Kammhöhen den Systemen 1—4 an; die Kämme des M. Generosogebietes sind Reste der Systeme 1—3. Auch die einzelnen Kammkulminationen und Gipfel stehen nicht außerhalb dieses allgemeinen Zusam-

[3] Winkler (95) hat dieses Niveau in den sö Alpen in das pontische Seeniveau überführt.

menhanges; die Schachtelreliefierung der Täler, der Stockwerkbau der Eintiefungssysteme reicht bis zu den höchsten Erhebungen des Gebirges hinauf.

Dies festzuhalten ist besonders wichtig im Hinblick auf die Diskussion, welche durch das Problem der Gipfelflur veranlaßt wurde. Penck (*63, 65*) faßt die Gipfelflur als oberes Denudationsniveau auf, entstanden aus der Verschneidung der Kammfirste in durch starken Abtrag ausgezeichneten Hebungsgebieten; sie ist also eine auch heute noch in Entwicklung befindliche Lebensform. Ähnlich äußert sich Heim (*30, 31*). Wie unsere Beobachtungen lehren, trifft diese Ausdeutung für unser Gebiet ebensowenig zu wie für große Teile der Schweizeralpen.

Weite Kammabschnitte und Gipfelformen des Luganese tragen unverkennbar alte Züge und treten dadurch in typischen Gegensatz zu dem Steilrelief der tiefern Talregionen: Es sind Vorzeitformen, Relikte des altpliocänen Mittelgebirges. In der Höhenkonstanz der höchsten Gipfel kennzeichnet sich nicht ein oberes Denudationsniveau, auch nicht eine alte Peneplain, sondern die *weit entwickelte Ausgeglichenheit des altpliocänen Reliefs.*

Die Ansicht Pencks ist für die Luganer Alpen ganz abgesehen von der Altformung der Kämme schon deswegen nicht gültig, weil die Berghänge alle ausgezeichnet durch Leisten gestuft werden; nirgends besteht ein gleichmäßiger Hang, welcher vom Talboden bis hinauf zu den Kammlinien führt; nur selten kann sich die tiefliegende Erosionsbasis des Talflusses direkt an den obersten Bergfluchten fühlbar machen. Wo sich aber von steilern, eingeschnittenen Seitentälern her die erosiven Kräfte bis in die Kammregion hin auswirken, sind sie nicht auf die heutige Erosionsbasis hin, sondern auf hochliegende, uralte Flachstrecken hin gerichtet. Die Formen des fluviatilen Abtragungsgebirges lassen die Pencksche Erklärungsart der Gipfelflur deswegen nicht zu, weil fast nirgends die Erosionsbasis des Hauptflusses zur Auswirkung in den Kammregionen gelangt; Hangterrassen und namentlich alte Flachstrecken in den Seitentälern bilden die lokale Erosionsbasis und damit auch Abtragsbasis für jene. Wenn es wirklich zu einer Kammverschneidung auf diese verschieden hoch liegenden Flachstrecken hin käme, so müßte keine Gipfelflur, sondern ein ungleichmäßig gestaltetes Auf und Ab der Gipfelkulminationen entstehen.

Im übrigen zeigt gerade unser Gebiet sehr schön, daß an der Herausgestaltung der Gipfelflur verschiedene Eintiefungseinheiten gearbeitet haben; sie ist ein in sich uneinheitliches, heterogenes Gebilde.

Verfolgen wir z. B. das System 3, welches im V. di Colla als richtiges Hangsystem erhalten ist, talaus, so tritt es am M. La Sighignola und im Generosogebiet gipfelflurbildend auf; das Terrassensystem 4 des V. di Colla bildet die Gipfelgestalt des M. Boglia und einzelne Kammteile des Porlezza-Seearmes; die Systeme 5 und 6, im V. di Colla und den übrigen Tälern, richtige, in der Taltiefe liegende Terrassenniveaus, sind alpenrandlich und auch im Luganerbecken Gipfelflurniveaus. Dabei liegen meist nicht etwa gewisse Gipfelflächen in diesen Niveaus; es handelt sich um Miniaturlandschaften, welche die zugehörigen Systemböden um meistens weniges bis maximal einige 100 m (Piambello) überragen und homogen auf dieses zugeschnitten sind, sodaß alle ältern Systemreste verschwunden sind.

Im Innern tief eingeschnittene Systeme werden also alpenauswärts eckartig zu Gipfelflurniveaus. Dabei ist es nicht ausgeschlossen, daß später aus einem flachen Eckboden ein Flachgipfel herausgeschnitten und erhalten wird; häufiger aber wird der oben erwähnte Fall sein, daß nicht nur Bodenreste, sondern auch Hang- und konsequent zugeformte Kammpartien eines Systems heute die Gipfelhöhen formen. Die Gipfelhöhenkonstanz ist dann nicht durch eine Peneplain durch die Gipfelflächen, sondern durch die Ausgeglichenheit eines Altsystems (z. B. System 1, 2 oder 3) zu verstehen. Die Höhenkonstanz der Hauptgipfel und das langsame Absinken der Gipfelflur alpenauswärts, welche auch unser Gebiet, so klein es ist, zeigt, sind nicht Ausdruck der heute lebendigen Abtragskräfte; es spiegelt sich in der auffallenden Regelmäßigkeit der Gipfelflur nicht das Bild der erosiven Taltiefen wieder, sondern die Gesetzmäßigkeit und *Ausgeglichenheit uralter Talbildungsphasen* aus der Erstzeit der Herausbildung der gegenwärtigen Alpenlandschaft.

Es handelt sich bei der Untersuchung der Gipfelflur nicht mehr darum, eine einheitliche Ursache derselben zu suchen, sondern die verschiedenen, gipfelflurbildenden Eintiefungseinheiten übereinander klar zu sondern und ihre Entstehungsbedingungen, ihr Neben- und Übereinander, ihre Ausbildung und Erhaltung zu erklären[4].

Klebelsberg hat festgestellt (*38*), daß das nach Penck notwendige Zusammenfallen von Gebieten hoch gelegener Gipfel und Schneidenformen nicht zutrifft, so daß eine Hauptstütze der Penckschen Hypothese hinfällig wäre.

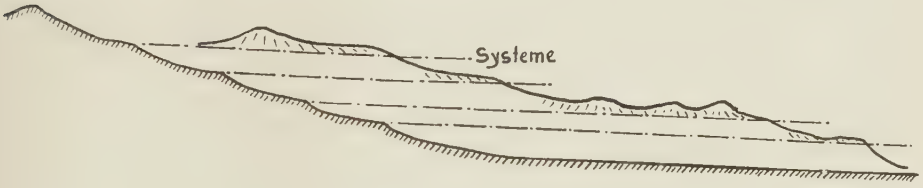


Abb. 8

Machatschek (*50*) teilt den Standpunkt Pencks; er vermag in der Gipfelflur der Schweizeralpen nicht Reste einer alten Landoberfläche, sondern nur in steter Umbildung begriffene Denudationsformen zu sehen, eine Behauptung, welche genauer weiterer Forschung aber voraussichtlich nicht standhalten kann, wie auch die Beobachtungen des Verfassers im ganzen Hinterrheingebiet gezeigt haben. Die mittelbündischen Schieferberge namentlich will Machatschek durch Gesteinsbedingtheit erklären; gewiß spielt das Gestein bei der Zuformung eine Rolle; aber die heutigen Berg- und Gipfelformen sind zum größten Teil Relikte alter Abtragssysteme. Sie sind nicht Reste einer Gipfelflur, sie sind auch nicht ein Anzeichen einer Muldenzone nach der Penckschen Ansicht vom Großfaltenwurf, sondern gehören einer Anzahl übereinander lagernder Hochsysteme der Bündneralpen an. Der Einwand Machatscheks gegen die Beobachtungen Cadischs (*16*) ist infolgedessen nicht stichhaltig.

[4] vgl. auch Leutelt (44).

Das Arbostora-System (6)

Es ist trotz seines sehr hohen Alters in den hintersten Talverzweigungen des V. di Colla, V. d'Isone, V. Magliasina und V. di Muggio noch in heute funktionierenden Flachstrecken erhalten (teilaktives System).

Es läßt sich von seiner Flachstrecke des Cassarate (1110—1080 m), um nur einige wenige besonders auffallende Reste zu nennen, talaus über die prächtige Spornverflachung von Cardaiolo (1000), die Dorfterrassen von Signora und Scareglia bis zum gerundbuckelten Flacheck der Mti. di Roveredo und nach dem Hügelzug von Paragna-Rovraccio verfolgen; dem System gehört auch die sanfte Kuppenlandschaft der Höhe des M. Arbostora (über 720 m), sowie die fein ziselierte Gruppe der höhern Teile des M. Piambello an; linksseitig läßt es sich an der schönen Terrasse von Tre Fontane erkennen, von wo es sich über die Gipfelfläche des Grumello zur Hochverflachung des M. S. Elia (620 m) absenkt. In der Vedeggiotalung bildet das System namentlich die Kammoberfläche des Cervello.

Das System verläuft demnach noch hoch über den heutigen Taltiefen und bildet in auffallendem Maße prächtige Flachterrassen, ja ganze Kammregionen (Cervello, M. Arbostora, Piambello). Seine Talbodenbreite ist namentlich im Vergleich mit den jüngern Systemen ansehnlich; bei Brenno mündet es weit trichterartig gegen das Alpenvorland, während die jüngern Systeme in parallelwandigem Abflußkanal nach S ziehen. Auch die Reste der Systeme 4 und 5 zeigen deutlich, daß sie weiten Muldentälern angehören. Zu ihrer Entwicklung mußten verhältnismäßig lange Zeiträume nötig sein; die einzelnen Bewegungssteigerungen der Gebirgshebung, der Absenkung der Erosionsbasis am Alpenrande mußten sich in längern Pausen folgen. Der Abtrag konnte die Gebirgshebung nicht ausgleichen, wie die Reste älterer Systeme beweisen, welche schon nicht mehr beseitigt werden konnten; es gelang den abtragenden Kräften vor dem Einsetzen einer neuen Hebungsphase und damit dem Aufwärtswandern einer jungen Steile schon nicht mehr, wie noch zur Zeit des Systems 1, eine auf die jeweilige Erosionsbasis hinauslaufende konsequent und homogen gestaltete Abtragslandschaft zu bilden. Gefällsknicke in Hangprofil und Flußlauf und ansehnliche Höhenspannung (Tab.) beweisen

Relative Höhen einiger Gipfel über den Systemböden 6, 10, 16.

Gipfel	Höhe über 6	10	16	heutigem Boden
	m	m	m	m
M. Tamaro (1966)	1150	1350	1450	1570
Cervello (977)	200	400	550	680
M. Boglia (1520)	640	900	1100	1200
M. Generoso (1703)	930	1130	1300	1500
M. Piambello (1128)	460	690	860	830

dieses immer stärker werdende Übergewicht der innenbürtigen, gegenüber den außenbürtigen Kräften. Trotzdem entstand vor Einsetzen eines neuen „Zyklus" jeweils, namentlich in den größern Tälern, ein ausgeglichener, weiter Talboden, während in den obersten Talzweigen schon eine Taltreppe die Unstetigkeit des gebirgsformenden Kräftespieles andeutete.

3. Die Systeme 7—10 (Barro-System)

Unter dem Arbostora-System versteilen sich die Talgehänge stärker, der Talquerschnitt wird etwas schmäler, die einzelnen Systeme erhalten mehr und mehr Kastenform mit schrägen Wänden gegenüber der Muldenform der höhern Eintiefungseinheiten. Dennoch ist die Breite der Talsohlen noch beträchtlich und erreicht im obersten Abschnitt der Vedeggiotalung beispielsweise noch über 1 km. Am Schlusse dieser Systemgruppe steht das Barroniveau, welches wieder ähnlich wie das Arbostora-System in auffallenden und schönen Terrassen und Verflachungen beobachtet wird. Immerhin bildet diese Phase nirgends Kammlandschaften oder nur Kammteile wie noch das Arbostoraniveau; es bleibt bis an den Alpenrand auf die eigentlichen Talräume beschränkt.

Das Barrosystem hat seine Steilen schon bis in den Talhintergrund des V. di Colla (bei Maglio 840), des V. Capriasca und des V. d'Isone (Caneggiobach 930) zurückzuverlegen vermocht; im Einzugsgebiet des Ur-Cassarate gehören die schönen Terrassen von Cureggia, Laino, Borgnana-S. Salvatore und von Brenno am Alpenrand diesem System an, während im Vedeggiogebiet die Flächen des Barro, des Mattro Prelongio, des Caslanerberges und die Paßebenheit von Marchirolo zu nennen sind.

4. Die Systeme 11—16 (Pura-System)

Unter dem Barrosystem folgt nun eine noch stärkere Einengung des Talquerschnittes; die einzelnen Hebungsphasen des Gebirges folgen sich offenbar in etwas rascherer Folge als zuvor, denn die Steilen gelangen vor Bildung der nächst jüngern Steile lange nicht mehr in den Talhintergrund, und es entwickelt sich mehr und mehr das Bild der Taltreppe, welche nun nicht nur den hintersten Talabschnitten das charakteristische Gepräge verleiht, sondern auch in den vordern Teilen der Täler beobachtet werden kann. Namentlich an widerstandsfähigen Partien kommt dieser funktionelle Gegensatz der Phasen zum Ausdruck: Große Reste des Barrosystems verdanken dieser raschern Eintiefung der jüngern Systeme ihre Erhaltung: Die Cureggiaterrasse, die Fläche des Barro, des Mattro Prelongio können nicht mehr beseitigt werden, ja bei Ponte Tresa bleibt mitten im Tal ein Talbodenstück des Barrosystems wie ein Museumsstück bis auf den heutigen Tag aufbewahrt: Der Caslanerberg.

Mittelpliocäne Golfe

Das System 14 streicht am Alpenrande unter die mittelpliocänen Ablagerungen; nach Bildung dieser Systemsteile fand eine geringe Senkung des Gebirgsfußes statt, welche zur Überflutung der Talmündungen durch das Meer

führte. Bei Annahme eines Meeresspiegels in 350 m Höhe drang das Seichtmeer golfartig bis in die Gegend von Porto-Ceresio-Morcote vor, während es im Ur-Maratal wegen des größern Gefälles des Talbodens nur bis in die Gegend von Capolago reichen konnte. Mit dieser Transgression trat nicht eine Stillegung der Erosion ein, denn die vorher gebildeten Steilen hatten ja weder damals noch heute die Talhintergründe erreicht; die Steilen wanderten weiter talauf, der Abtrag arbeitete ruhig weiter. Dagegen gelangten während dieser ganzen Zeit keine neuen Steilen mehr in unser Gebiet, und es kam zu einer gewissen Ausreifung der untern Talböden.

Jungpliocäne Systeme

An der Wende von Mittel- und Jungpliocän zog sich das Meer zurück, das Gebirge erhob sich in der Folgezeit um etwa 300 m (Höhenlage des marinen Mittelpliocäns), und es entstanden wieder neue Steilen, welche zur Bildung der Systeme 15 und 16 führten. Es ist aber auffallend, daß mit dieser Hebung des Gebirges um 300 m nur eine geringe Tieferlegung der luganesischen Hauptflüsse (um ca. 50 m) verbunden war, denn tiefere allgemein luganesische fluviatile Eintiefungseinheiten konnten nicht beobachtet werden. Bei näherer Überlegung ergibt sich aber, daß es gar nicht anders sein konnte. Mit der Hebung der Alpen setzte nämlich zugleich eine Regression des Meeres ein; es wurden auf die marinen Sedimente jungpliocäne Festlandbildungen (vgl. Kronecker) abgelagert, der padanische seichte Golf wurde zum terrestrischen Aufschüttungsland. Da die Flüsse sich an die weitere Entfernung der Erosionsbasis der Adria angleichen mußten, fand am Gebirgsrande Aufschüttung und deshalb eine Erhöhung der Erosionsbasis statt, welche die Hebung der Alpen zum Teil wieder ausglich.

Das prämittelpliocäne Albonagosystem selbst ist namentlich in Bachtreppen, weniger in Terrassen, erhalten.

Das spät-pliocäne Pura-System

Dieses System, welches in prächtigen Resten erhalten ist und offenbar lange Zeiträume zu seiner Bildung und Entwicklung zur Verfügung hatte, hat auch die Reste der ältern Systeme bis zum Barro-System zu einem ansehnlichen Teile aufgezehrt.

Steilenrückwanderung des Pura-Systems

Das Purasystem ist noch überall in die Nebentäler unseres Gebietes eingedrungen, wenn auch nicht auf sehr bedeutende Strecken. Die Flachstrecken befinden sich gewöhnlich in den vordern Abschnitten derselben. Die Rückschneidungswerte sind in folgender Tabelle für einige Täler zusammengestellt.

Im V. d'Isone bildet diese Phase den prächtigen Talboden in der Gegend von Isone. Die Größe des Rückschnittes zeigt im allgemeinen gute Abhängigkeit von der Größe und damit Erosionsstärke der Flüsse; dagegen muß auffallen, daß weder im V. Capriasca noch im V. di Colla Steilen dieses Systems angelangt sind; sie stehen hier heute erst unmittelbar vor dem Taleingang;

Tal	Abstand der Pura-Steile vom Talausgang m	Abstand der nächst jüngern Steile vom Talausgang m
V. di Colla-Capriasca	0	0
V. Solda: T. Soldo	2500	800
Fiume	1600	
V. d'Osteno: Telo	2800	1900
V. Mara	2200	1600
V. d'Isone	6000	3000
V. Magliasina	4600	2800
Lisora	2800	2000

es ist dies namentlich im Vergleich mit der Steilenzurückverlegung des V. Mara und V. d'Isone verwunderlich, besitzt doch der Cassarate auch noch im V. di Colla eine nennenswerte Erosionskraft. Die hohe Sammelsteile des V. di Spada, welche die Form einer Konkav-Konvexsteile (festgelegte Steile!) besitzt, gibt die Erklärung: Die Regression der Systeme wurde im Gebiet zwischen Sasso Scuro und Sonvico offenbar durch hier durchstreichende festere Schichten der kristallinen Schiefer stark abgebremst; Sammelsteile, Konkavkonvexform derselben und Verzögerung des Rückwanderns namentlich des präglazialen Systems sind Ausdruck dieser strukturellen Tatsache.

Solche durch das Gestein und die geringe Erosionskraft der Bäche bedingte Sammelsteilen beobachten wir auch am Trallo (V. Mugera), an der Sovaglia (bei Rovio) und am Cusello; alle Flachstrecken dieser Täler gehen auf unterpliocäne Talböden der Haupttäler hinaus; jüngere Flachstrecken konnten nicht mehr in das Tal zurückwandern, da die Flüsse im Verhältnis zum Untergrund und der Raschheit der Aufeinanderfolge der einzelnen Hebungsphasen des Gebirges zu schwach waren.

Auch in den kürzern randalpinen Tälern ist keine Flachstrecke des Purasystems festzustellen; beim Gaggiolo ist sie wahrscheinlich verschüttet, während beim V. di Muggio andere Faktoren (starke jungpliocäne Aufschüttungen) deren Rückwärtsverlegung stark beeinträchtigten.

Die Puraflachstrecken der Seitentäler treten nirgends direkt an die Haupttäler heran; sie sind ausnahmlos zerschnitten, wenn auch nur durch schmale Einschnitte, so daß breite Terrassenfluren des Systems bis zum Haupttalraum hinauslaufen. So wenig die nachpliocäne Erosion in diesen Seitentälern bis heute hat Talböden schaffen können, so gering ist auch die Zurückverlegung postpliocäner Steilen entwickelt (s. Tabelle). Von den kleinen Seitentälern zeigen einzig das V. di Figino, das Tal von Porlezza und dasjenige der Ur-Mara bei Capolago breite Böden, welche Ausdruck einer in diesen Seitenzweigen des luganesischen Talnetzes bedeutenden nachpliocänen Erosion sind.

Während das Pura-System in voller Ausbildung begriffen war und seine Steilen von den Haupttälern schon in die Seitentäler hinein vorgedrungen waren, trat die Eiszeit ein und brachte ortsfremde, neue Wirkungsformen an unser Gebiet heran.

Dem Alter nach entspricht das Purasystem dem „trambilenischen Talsystem", welchem Klebelsberg (*36*) in den Lessinischen Bergen präglaziales Alter zuschreibt. Es liegt in ähnlicher Höhenlage wie unser Purasystem und reicht am Alpenrande bis in 200 m Höhe hinab; die maximale Höhenspannung beträgt gleich wie im Luganese um 2000 m.

B. Die präglaziale Landschaft

Sie zeigt eine bemerkenswert tiefe Lage, denn die Terrassen[5] des Purasystems erheben sich in den Haupttälern nur etwa 100—140 m über die heutigen Talsohlen oder den Seespiegel. Der Unterschied gegenüber der prämittelpliocänen Landschaft ist sehr gering; deren Böden liegen nur ca. 50 m über denjenigen des bedeutend jüngern, spätpliocänen Reliefs.

Denken wir uns zur Zeit des Purasystems auf den dessen Boden um 600 m überragenden Gipfel des M. S. Salvatore versetzt, so würde der Beschauer einen ähnlich weiten Rundblick genießen wie heute. Zu seinen Füßen zieht sich das tief eingesenkte Tal des Ur-Cassarate in der SW-Richtung gegen den Alpenrand, den es in ca. 230 m heutiger Höhe über Meer erreicht. Von diesem nur durch eine flache Talwasserscheide w des M. Arbostora getrennt, schlängelt sich der Silberfaden des Ur-Vedeggio in breiter gestreckter Talung nach S, um dann in der Bucht des Inselberges von Caslano, diesen s umfließend, nach W zur Furche des heutigen Tresatales abzubiegen. In enger Schlucht bricht die Magliasina aus ihrem Hochtale herab und mündet in trichterförmiger Weitung auf den Talboden des Vedeggio hinaus. Im O aber eröffnet sich ein interessanter Blick in ein ansehnliches, wenn auch schmäleres Seitental (Porlezzatal), dessen Gehänge wie alle übrigen Talflanken des Gebietes eine ausgezeichnete Terrassierung aufweisen; das Ostende desselben zeigt nicht die Steilformen eines normalen Quelltrichters, sondern die stark erniedrigten, einer Talwasserscheide ähnlichen Formen, welche typisch sind für Gebiete stattgehabten, erfolgreichen fluviatilen Kampfes um Einzugsgebiete. Der ebenfalls stark erniedrigte Kamm zwischen Mara- und Urcassaratetal öffnet den Ausblick durch das Ur-Maratal gegen die Alpenrandbucht von Mendrisio.

Gegen N und SW liegt uns zu Füßen das innerluganesische Hügelland, während im weitern Umkreise die altgeformten, weichen Kammzüge das Landschaftsbild wirkungsvoll einrahmen. Während uns in diesen obern Kammregionen mehr weich abgestimmte Formen entgegentreten, macht sich gegen die Taltiefen zu eine stets merklichere Versteilung der Gehängefluchten geltend, so daß an einzelnen Stellen Böschungswinkel von 40° erreicht werden. Stehen wir unten in schmalem Tal, so fühlen wir uns im Hochgebirge; steigen wir aber auf die Höhen, so umfängt uns die Ruhe des gemäßigten Mittelgebirges.

Die Versteilung der Gehänge entwickelt sich nicht kontinuierlich und bruchlos; sind es namentlich in den obern Partien vorwiegend nur Hangknicke, Talkanten, an denen sich die Bergflanken diskontinuierlich versteilen,

[5] Als schönste flache Restformen seien nur die Terrassen von Pura-Neggio, S. Abbondio (s Lugano), Breganzona, Arasio und Fornasette erwähnt.

so schalten sich gegen unten zu immer mehr gut ausgeprägte Schräg- oder Flachleisten ein, von denen uns namentlich die besonders großen des Barrosystems auffallen. Erhält die Landschaft durch diese Abtreppung der Hangprofile einen unruhigen, unausgeglichenen Zug, so steigert sich dieser Eindruck noch, wenn wir uns in die Seitentäler und obersten Talverzweigungen hineinbegeben: Hier beobachten wir nicht mehr sanft sich senkende breite Talböden; die Täler werden enger, und an mancher Stelle durcheilt der Fluß rauschend eine versteilte Laufstrecke, an deren Rand aufsteigend wir auf eine höherliegende, wieder etwas flachere Stelle der Taltiefe gelangen. Die Hangtreppung wiederholt sich in dieser Bach- und Flußtreppung. Eine besonders große Steile fällt uns s der Ausmündung des V. Capriasca auf; andere, noch beträchtlichere beobachten wir an der Ausmündung des V. Mugera, des Cusellotales und des Tälchens der Sovaglia; es sind dies richtige präglaziale Mündungssteilen!

So bietet sich die präglaziale Landschaft des Luganerseegebietes mit ihren breiten Haupttalböden, den Hang-, Eck- und Flußtreppen dar als eine in voller Bildung begriffene, abtragsdynamisch einheitlich geformte, flußbeherrschte Gebirgslandschaft jugendlichen Aussehens, aber beachtenswerten Alters. Altpliocän ist der Großteil der erhaltenen Formen, jungpliocän nur die tiefsten Talgründe. Eindrücklich und unvergeßlich drängt sich uns eine Tatsache auf, auf welche Sölch (*82*, *83*, *84*) in letzter Zeit nachdrücklich hingewiesen hat: Die erstaunliche Langlebigkeit der Formen.

Unsere Beschreibung der präglazialen Gebirgsoberfläche entspricht den neuern Anschauungen über das präglaziale Aussehen der Alpen, wie sie von vielen Forschern vertreten werden: Die Alpen waren bei Eintritt des Eiszeitalters nicht eine gealterte Gebirgslandschaft, sondern eine in voller Umbildung begriffene, reife und junge Züge neben- und übereinander aufweisende Erosionslandschaft ansehnlicher relativer Höhendifferenzen.

C. Die Hügellandschaft von Lugano

Die Kernlandschaft unseres Gebietes ist die niedrige Talhügellandschaft im Gebiete des V. d'Agno und V. Cassarate, zwischen der Lemakette im W und Bogliakette im O. Höhere Systemreste als jene des Arbostorasystemes (6) treten in weitem Umkreise nicht mehr auf, weil das ganze Land unter diese Eintiefungseinheiten erniedrigt ist. Rein formal stellen wir eine allmähliche Einengung dieses „Beckens von Lugano" im Laufe der Abtragsentwicklung fest: Cervello und Arbostora bleiben als Reste von System 6 erhalten, während die innere Hügelzone zwischen V. Cassarate und V. d'Agno weiterhin starker Erniedrigung unterworfen ist; nach dem Barrosystem (10) treten nun auch die Collina d'Oro und der Hügel von S. Bernardo als Erosionsrelikte auf, während erst kurz vor dem Purasystem (16) auch die Hügel von Biogno und S. Rocco durch den Abtrag nicht mehr bewältigt werden und ebenfalls als niedrigere Aufragungen stehen bleiben. Daß die ganze Entwicklung wirklich so verlief und diese eigenartige tiefliegende Hügellandschaft nicht eine Wirkung jüngerer Kräfte, namentlich der eiszeitlichen Angriffe ist, beweisen überall guterhaltene alte Leisten, welche sich in die alten Abtragseinheiten einordnen.

Das Problem des Talquerschnittes

Man beobachtet demnach auch in dieser allmählichen Herausarbeitung von „Restbergen" ein zunehmendes Unterliegen der Seitenerosion, welches mit der Versteilung des Talquerschnittes nach unten zu parallel läuft. Diese Beobachtung ist insofern für unsere Untersuchung von größtem Interesse, weil sie ein Licht wirft auf die Gründe, welche zu der erwähnten Versteilung des Talquerschnittes geführt haben.

Das Problem des Talquerschnittes hat durch Sölch (*82*, *84*) eingehende Würdigung erfahren. Es stellt sich uns hier namentlich die eine Hauptfrage: Warum erfährt der Talquerschnitt allenthalben diese auffallende, sich überall gleichbleibende Versteilung nach unten zu? Die einfachste Erklärung würde eine Relation mit der Art des Hebungsvorganges des Gebirges ergeben: Folgen sich die einzelnen Hebungsphasen in stets raschern Abständen, werden die relativen Ruhepausen dazwischen stets kürzer, so haben die aufwärtswandernden Gewässersteilen und die im Anschluß daran gebildeten Flachstrecken und Talböden stets weniger Zeit zur Ausweitung des Systemprofils vor dem Eintreffen einer neuen Steile, welche den Fluß wieder zur Tiefennagung zwingt. Die Folge davon müßte eine stetige Verengerung des Talprofils sein, und dieses würde von diesem Gesichtspunkte aus ein getreues Abbild der Intensivierung des Hebungsvorganges bedeuten.

Nun ist aber diese Interpretation gewiß nicht ohne weiteres richtig; es muß daran erinnert werden, daß bei zunehmender Eintiefung der Täler die Größe der schuttliefernden Hänge wächst, daß jede tiefere Ausnagungsphase um so mehr Gesteinsmaterial abtragen muß, um zur gleichen Profilbreite wie die höhern Systeme zu gelangen, je tiefer sie liegt (vgl. auch Sölch, *84*, p. 176). Gerade die Herausformung des Hügellandes von Lugano zeigt nun jedoch, daß wohl mit dem Fortgang der Eintiefung der Flüsse auch die Perioden der Seitenerosion kürzer wurden; es hätte gerade hier, in diesem niedrigen, nur einseitig von höhern Bergzügen überhöhten Gebiete die Seitennagung der Flüsse gegen die Ebenheiten des entstehenden Hügelgebietes, ungehindert durch große abzutragende Schuttmassen, kräftig arbeiten können. Aber doch wird diese Seitenerosion stets geringer, und immer mehr wachsen die Hügel aus dem Beckengebiet heraus. Dies ist mit Beobachtungen aus dem V. di Colla über die abgetragenen Mengen während der verschiedenen Systeme vielleicht doch ein Fingerzeig, daß wenigstens für unser Gebiet tatsächlich eine Beschleunigung des Hebungsvorganges im Laufe der Zeit eingetreten ist, welcher seinerseits wohl zusammen mit der Zunahme der zu transportierenden Geröllmassen die Wirkung der fluviatilen Seitenerosion immer mehr eingeschränkt hat.

Ursache der Erniedrigung im Hügelgebiet

Die Beträge der Flußabstände geben einen Beitrag zur Lösung des Problems:

Flußabstände W—O gemessen:

Gione (w Lemakette)	Magliasina	Vedeggio	Cassarate	Val Solda
6,5 km	3,5 km	3,5 km	6 km	

Dort wo der Flußabstand groß ist, liegen die hohen Kämme; zwischen Magliasina und Vedeggio dehnt sich der niedrige Rücken des Cervello, und zwischen den beiden stärksten Flüssen des Luganese endlich der tiefste Abschnitt des Hügellandes. Sobald sich aber die beiden Flüsse südwärts etwas voneinander entfernen, so daß sich zwischen beide noch das kleine V. di Figino einzwängen kann, erscheint auch wieder der höhere, ältere Rücken des M. Arbostora mit seinem besonders widerstandsfähigen n Eckpfeiler, dem M. S. Salvatore. Die Erniedrigung des Reliefs erscheint auch erst s des V. Capriasca, wo der Bach aus diesem Tale durch den Cassarate ansehnlich verstärkt wird; n dieser Konfluenz aber steigt das Gehänge bis gegen 1000 m an.

Typisch für die gegenseitige Flußstärke ist auch die Lage des wasserscheidenden Kammes M. Bigorio—M. Beglio, welcher näher beim erosionsschwächern V. Capriasca liegt: Ein weiterer Ausdruck der gesetzmäßig ausgeglichenen fluviatilen Altlandschaften.

Als Hauptursache der starken Erniedrigung des Rückens zwischen V. Cassarate und V. d'Agno ist der geringe Abstand der diese Täler durcheilenden Gewässer zu betrachten, deren Abtragsflächen in geringem Abstand vom Flusse und daher in geringer Höhe zur Verschneidung gelangten. Die Höhe der wasserscheidenden Kämme ergibt sich auch hier als Funktion des Flußabstandes. Es beweist dies nicht die Abhängigkeit der Kammprofile von den heutigen Flußläufen, sondern nur gleiche Lage der Flußtäler zur Zeit der Ausbildung der Altsysteme! Daß dabei die geringe Festigkeit der dieses Gebiet aufbauenden Glimmerschiefer die abtragende Arbeit der Flüsse erleichterte, spielt dabei vermutlich noch eine Rolle. Gerade auch dieses an sich einfache Ergebnis unserer Betrachtung ist von neuem ein Hinweis darauf, daß es nicht glaziale, sondern *rein fluviatile* Kräfte gewesen sind, die uns dieses anmutige Hügelrelief geschaffen haben, welches der nähern Umgebung Luganos so reizvolle Abwechslung bietet.

D. Flußgeschichte

a) Bilanz der Flußverschiebungen

(Tabelle p. 116, Karte 2)

1. *Flußgewinn.* Fremdes Flußgebiet wird dem Luganerseegebiet tributär gemacht. Es ist nur der Fall der Rückwärtsverlegung des Ur-Vedeggio in die Täler n der Barkette, welche zur Bildung des V. d'Isone geführt hat, zu verzeichnen.

2. *Verschiebungen innerhalb des fluviatilen Bereiches.*

   aa) Verkürzung des Flußweges wird erreicht bei der Bildung des Franscinone, der Ablenkung des Ur-Cassone und des Ur-Vedeggio, welche alle drei zum Ur-Cassaratetal gezogen werden; zum Ur-Vedeggio werden mit Laufverkürzung abgelenkt die Ur-Magliasina und der Bach der Origliofurche; sodann leitet die Mara einige Bäche von Intelvi fortan direkt zum Alpenrande.

   bb) Verlängert wird der Laufweg des Wassers bei den Ablenkungen des T. Soldo und des Fornacebaches.

3. *Flußverlust.* Fremde Flußgebiete greifen von auswärts raubend in die luganesischen Einzugsgebiete. Die Bäche des Ur-Cucciogebietes n des V. Porlezza werden schon bald zur Comerseefurche abgeleitet; das gleiche widerfährt auch dem Quellgebiet des Ur-Telo im s Intelvi. Im W greift das Tessingebiet durch die Tresafurche nach dem Vedeggiogebiet und zieht sowohl Ur-Pevereggia als Ur-Vedeggio zu sich hinüber. Von W und O aus also werden ansehnliche Flußgebiete gekappt und geraubt; vor dem Eintritt des Eiszeitalters sind starke Eingriffe von der Comerseefurche her erfolgt, welche den

Übersicht der Flußverschiebungen in zeitlicher Folge

Gewässer	Ursprüngliche Entwässerung		Richtung der Ablenkung
	Richtung	Systeme	
Ur-Cuccio	Buggiolo-V. Solda	1—4	Addatal
T. Soldo	Roccolo-Porlezzatal	1—4	V. Solda
Bäche n der Barkette	zum Tessintal	1—5	Vedeggiotalung
Bäche des Gebietes ö Sonvico	zum V. di Colla	1—5	V. Cassarate
Fornacebach Intelvi	Belvedere die Lanzo	1—6	V. d'Osteno
Ur-Cassone	Brè, Dorf	1—6	Pregassona
Bach V. del Bove, Tal ö davon und V. dei Saraceni	zu Fornacebach	1—7	Mara
Ur-Telo-Gebiet	V. d'Osteno	1—8	Comerseefurche
Ur-Magliasina	über Novaggio nach S	1—9	Vedeggiotalung
Bach durch die Origliotalung	gegen Cadempino	1—9	Taverne-Canavee
Ur-Vedeggio	Val Cuvio	1—10	Porto Ceresio
Ur-Pevereggia	Ponte Tresa	1—15	Tessinfurche
Ur-Vedeggio	Porto Ceresio	1—15	Luino
Ur-Cassarate	Brenno	1—16	Luganersee-Luino
Ur-Mara	Mendrisio	1—16	

Ur-Cassarate schwächen, und noch weit bedeutendere von der Langenseefurche her, dem das ganze Vedeggiogebiet tributär gemacht wird. Von den beiden bedeutenden luganesischen Quertälern behält nur noch das Ur-Cassaratetal seine Selbständigkeit bis zum Alpenrand. Am Schlusse der Eiszeit sind die schon präglazialen Angriffstendenzen des Tessintales gegenüber dem Luganerseegebiet zum durchschlagenden und vollen Siege gelangt: Das gesamte Einzugsgebiet der beiden Ur-Quertäler entwässert nun zur Tessinfurche hin, und das Luganerseegebiet hat fluviatil seine Selbständigkeit vollständig verloren; ja sogar einige sekundär zur Addafurche hin gezogene Bäche des V. Porlezza werden wiederum zum Luganerseegebiet abgebogen und entwässern nun mit diesem zum Langensee. Von diesem Gesichtspunkte aus stellt sich die Flußgeschichte des Luganerseegebietes dar als ein gewalti-

ger, lange dauernder Kampf der zwei mächtigen benachbarten alpinen Quertalgebiete um Einfluß im zwischen ihnen eingeklemmten kleinen Berglande, ein Kampf, welcher erfolgreich geführt wird und letztlich mit dem vollen Siege des erosionsstarken Nachbarn im W endet.

b) Beziehung zur Struktur

Von den 13 fluviatilen Ablenkungen zeigen 11 eine Anpassung an den Untergrund insofern, als sie mit dem Streichen der Schichten laufen; das ablenkende Gewässer schiebt sich subsequent rückwärts und fällt alten Quertalstücken in die Flanke. Nur die Einbrüche der Mara in das Gebiet von Lanzo und des Flußtales von Brusimpiano gegen die Bucht von Ponte Tresa scheinen Vorteile des Untergrundes nicht genutzt zu haben; hier war offenbar allein die ursprüngliche Höhendifferenz der Flußgebiete ausschlaggebend.

c) Die örtliche Verteilung der Ablenkungen

Von den 15 Flußverlegungen entfallen 6 auf das Gebiet des Porlezzaarmes und seine Einzugsgebiete und 5 auf die Umgegend der Bucht von Ponte Tresa; die letztere erweist sich durch ihre Mittelstellung zwischen Cassaratetal und Tessintal als besonders labiles Entwässerungsgebiet. Das Einzugsgebiet des Porlezzatales leidet unter dem Einfluß des Comersees; drei von den hier sich vollziehenden Laufverlegungen sind Anpassungen an den Untergrund; zwei entwickeln sich unter dem Einfluß der Comerseefurche, während eine letzte (Ablenkung der Bäche um Lanzo zur Mara) durch den Unterschied der erosiven Kräfte zwischen V. Mara und dem hohen Intelvi verursacht wird; da sich in dieser strukturellen Scholle kein Quertal entwickelt hatte, blieb die Eintiefung in diesem Gebiete sehr zurück; dagegen fielen von zwei Seiten stärker eingeschnittene Flüsse ein; diese Entwicklung ist eine Konsequenz und ein Erbe der uralten, durch die Formung der entstehenden Südalpen bedingten Entwässerungsanlage.

d) Die zeitliche Gebundenheit der Flußverlegungen

Etwa die Hälfte der Verschiebungen spielt sich in den ersten Phasen der Formentwicklung bis mit dem Arbostora-System ab; in dieser Periode bilden sich namentlich alle kleinen Bachkappungen. In die Periode bis zum Barrosystem fallen die Angriffe auf die Hochbastion von Intelvi und die Ablenkungen der Magliasina und des Ur-Vedeggio in der Bucht von Ponte Tresa. Damit tritt eine nahezu endgültige Konsolidierung der Abflußverhältnisse ein. Die Flüsse und Bäche sind nun schon so weit eingeschnitten, daß sich die Bindung an ihre Furchen sehr maßgebend auswirkt.

Die meisten Ablenkungen sind demnach altpliocän und entfallen zudem naturgemäß noch zu ihrer Hälfte auf die ersten Zeiten dieser Periode; in den Anfängen der Gebirgsentwicklung sind Verschiebungen im Flußnetz a priori besser zu verstehen; bestehende Möglichkeiten werden in dieser Zeit abgetastet und gewählt. Nach vollzogener Konsolidierung braucht es schon sehr große Kräfte zu weitern Verschiebungen; dann kommt es aber häufig nicht nur zu kleinen räuberischen Eingriffen, sondern zu weittragenden Kämpfen um ganze Flußgebiete; so wird durch einen sich von der Langenseefurche her

regressiv dem Streichen der Schichten nachgrabenden Fluß die schon stark beraubte Ur-Pevereggia und dann auch der Ur-Vedeggio erst am Ende der Pliocänzeit zum Tessin hingezogen; diluvial erst gelingt diesem erosiven Imperialismus der gänzliche Sieg.

E. Die Gefällsentwicklung der Eintiefungseinheiten

Gefälle des Barrosystems (10) im Urcassaratetal

V. di Colla	V. Cassarate	Talzug Lugano-Brenno
20‰	13‰	8‰

Gefälle des Barrosystems (10) im Vedeggiotal

V. d'Isone	Bironico-Sasso Sure	Sasso Sure-Taverne	Taverne-P. Tresa
28‰	13‰	10‰	9‰

Das Gefälle zeigt insofern größte Regelmäßigkeit, als es in allen Talgebieten gegen unten zu gleichmäßig abnimmt; irgendwelche abrupte Gefällsbrüche traten nirgendwo in Erscheinung. Überall läßt sich gleichsinniges Absenken der Böden und Terrassenreihen talaus feststellen. Namentlich in dem für eine Alpenrücksenkung maßgebenden Talabschnitt von Porto Ceresio nach Brenno war nichts anderes zu bemerken; eine sorgfältige Kontrolle unserer Systemrekonstruktion in der Natur wird unsere Beobachtungen bestätigen müssen.

Heutiges Flußgefälle und Systemgefälle

Ein Vergleich des heutigen Flußgefälles mit dem Systemgefälle[6] in bestimmten Talabschnitten zeigt, daß gewisse Unregelmäßigkeiten vorkommen: So gehen z. B. die älteren Systeme über die Zone des Barro-Riegels mit ge-

Vergleich des Flachstreckengefälles verschiedener Systeme eines bestimmten Talabschnittes

Tal	System 6 ‰	System 10 ‰	System 16 ‰	heutiges Flußgefälle ‰
V. di Colla	20	21	21	21
V. Cassarate	—	13	14	9[7]
V. d'Isone	22	28	29	30
Vedeggiotalung	10	9	10	6
Tresatal	—	—	5	6

[6] Daß nur Flachstrecken verglichen werden können, ist klar. Ein Vergleich langstreckiger Durchschnittswerte, in welchen auch Steilen enthalten sind, ist wertlos.

[7] Von der Canobbioschlucht bis zum See.

ringerm Gefälle hinweg als die jüngern, schon stark in diese Härtezone eingeschnittenen Systeme; der Riegel hat aber keine Sammelsteile, nicht einmal eine einfache Flußsteile, sondern nur eine lokale Verstärkung des Flachstreckengefälles verursacht. Ähnliches läßt sich bei der Härtezone s Tesserete konstatieren.

In den obersten Talabschnitten erscheinen größere Unterschiede zwischen heutigem Flachstreckengefälle und altem Systemgefälle; es zeigt sich hierin, daß die meisten eng eingeschnittenen Flüsse hier ihren Flachstrecken noch nicht dasjenige Endgefälle haben geben können, wie es ihnen möglich wäre bei ungehinderter, lang dauernder Erosion. Die breiten, höher liegenden Systemböden dagegen zeigen uns dieses Endgefälle in vollkommener Form.

In den mittleren und unteren Talabschnitten dagegen verlaufen die einzelnen Systemböden einander parallel; nur im Ur-Cassaratetal macht sich ein geringer Unterschied zwischen den Systemen über und unter dem Barroniveau bemerkbar (vgl. p. 72).

Ein Vergleich der heutigen Flußminimalgefälle in den beiden Hauptquertälern, im V. di Figino und im V. di Muggio, mit den Gefällen der höhern Systeme ergibt dagegen für letztere ein um 3—4° stärkeres Gefälle.

Die Breite der alten Systemböden beweist, daß die Flüsse derselben ihr Endgefälle erreicht haben dürften, welches von dem heutigen Minimalgefälle der Gewässer nicht weit entfernt war. Auch der Vergleich anderer gegenwärtiger Flußgefälle und die Berücksichtigung der mutmaßlichen Wasserkraft des Ur-Cassarate, die unter Einbeziehung aller heute zum See entwässernden Nebenflüsse eher unterschätzt werden dürfte, zwingt uns zur Annahme ursprünglich geringern Gefälles der alten luganesischen Quertalsysteme.

Nachdem immer mehr wahrscheinlich wird, daß das pliocäne Klima unseres Gebietes vom heutigen nicht wesentlich differierte, wird die Anlehnung an das heutige Flußgefälle auch in dieser Hinsicht gerechtfertigt.

Nimmt man die Gefällsdifferenzen gegenüber dem heutigen Minimalgefälle der Flüsse als richtunggebend, so ergibt sich eine nachträgliche Gefällssteigerung um ca. 3—4‰. Die pliocänen und rezenten Flachstrecken konvergieren nach S!

Besonders wichtig und aufschlußreich ist dabei die Tatsache, daß diese Gefällsdivergenzen für die Längstäler, das V. di Colla und das Tresatal, *nicht* bestehen. Die Versteilung der alten Talböden wirkte nur in der N—S-, nicht aber in der O—W-Richtung. Damit ist einwandfrei eine in der O—W-Richtung streichende Aufwölbung unseres Gebietes erwiesen. Da alle Systeme einander parallel verlaufen, kann diese Aufwölbung erst nach Ausbildung des Purasystems erfolgt sein!

Nach dem Pliocän hat die s Alpenabdachung eine *Aufwölbung* erfahren, welche sich in unserm Gebiet als eine 3—4‰ betragende *Schrägstellung* des Gebirgskörpers und damit auch aller alten Talböden nach S auswirkte[8]. Mangels gut ausgebildeter diluvialer Talböden ist eine Begrenzung dieser Aufbiegung gegen die Gegenwart zu nicht möglich.

---

[8] Dies hat zur Folge, daß sich die vordiluvialen Gipfelhöhen des Tamaro und der Barkette um ca. 75 m gegenüber den heutigen verringern.

Demnach würde sich für das Barrosystem des Urcassaratetales folgende Gefällsrekonstruktion ergeben:

V. Cassarate	Talzug Lugano-Brenno
10‰	5‰

Patrini hat längs des Langenseetales drei Terrassensysteme festgestellt, welche sich mit 11—12,5‰ nach S senken. Von ihm festgestellte Terrassenniveaus des Ogliotales besitzen sogar ein Gefälle von 13,5—16‰, Werte, welche ebenfalls auf eine Aufbiegung der Südalpen hinweisen, immer richtige Terrassenkonstruktion vorausgesetzt (vgl. p. 101).

Auf postpliocäne Hebungen des s Alpenrandes, welche mit Verbiegungen verbunden waren, hat Penck (p. 910 f.)[9] aufmerksam gemacht. Unsere Feststellungen sind eine Bestätigung der Beobachtungen unseres Altmeisters der Alpenmorphologie. Auch Machatschek und Staub (*49*) und Cadisch (*16*) haben vor kurzem ähnliche Bewegungen in den Schweizeralpen nachgewiesen, doch bedarf es weiterer Untersuchungen, um den Einfluß derartiger Gebirgsschwingungen auf das Aussehen unserer Alpen zu ermessen.

F. Formentwicklung und Vorlandsedimentation

Winkler hat in den letzten Jahren ausdrücklich auf die Wichtigkeit des Studiums der Vorlandsedimente, deren Ausbildung wertvolle Rückschlüsse auf die Formentwicklung des Gebirges gestatten, hingewiesen. Es sei deshalb kurz auf diesen Konnex, soweit er unser Gebiet betrifft, eingetreten.

Im lombardischen Alpenvorlande treten dreierlei alpine Schuttbildungen auf: Die Molasse, die mittelpliocänen Sedimente und die quartären Aufschüttungen.

Die miocänen Südalpen

Auf Grund der Beschaffenheit der nordalpinen Molasse schließt Machatschek (*50*, p. 236), „daß das Schweizer Alpenland der Molasseperiode ein Mittelgebirge von etwa 1000—1500 m über dem Spiegel des Molassemeeres darstellte, das sich bei noch andauerndem horizontalem Zusammenschub in beständiger, aber nach Ort und Zeit ungleichmäßiger Hebung befand". Zu ähnlichen Vorstellungen müssen die Darlegungen von M. Pfister über die südalpine Molasse führen.

Der geringe Anteil kalkigen Materials zeigt einerseits, daß die gewaltige Schichtserie der Dolomite und des lombardischen Lias durch die aufschüttenden Molasseflüsse nur unbedeutend angeritzt war; der Hauptbestandteil des Gesteinsmaterials der Nagelfluh stammt aus dem Bergell und dem Veltlin. Anderseits aber lehrt die Größe der Geröllkomponenten und die Art ihrer gegenseitigen Lagerung, daß der Abtrag im Gebirge mit größter Intensität am Werke war: Größere Felsstürze (schwarmweises Auftreten von Porphyr und Tonalit), mechanische Verwitterung und Erosion unterstützen sich gegenseitig in der Erniedrigung des Gebirges. Ein stoßkräftiger Fluß schlug seinen Weg durch die Comerseefurche ein und lagerte seine Schuttmassen in den Molassedeltas bei Como ab. Der Fluß verlief in derselben uralten Stamm-

[9] Vgl. auch Braun (1907): Diluviale Schrägstellung des Nordapennins.

richtung, die wir auch an den luganesischen Quertälern beobachteten (p. 13). In dieser Zeit dürfte eine kräftige Eintiefung der hochgestauten Wurzelregion stattgefunden haben[10].

Mittelpliocäne Korrelation

Kronecker und Frauenfelder schließen aus der tonigen und feinsandigen Beschaffenheit der mittelpliocänen Schichten auf eine ausgeglichene Landschaft, deren Flüsse nur geringes Gefälle besaßen und nur noch die feinsten Verwitterungsprodukte an den Alpenrand schleppten. Die Bergamasker Alpen sollen damals nach Kronecker (p. 165) ein flachwelliges Mittelgebirge dargestellt haben, „in welchem die fluviatile Erosion fast ganz zum Stillstand gekommen war".

Unsere Untersuchungen haben für das Luganerseegebiet zu wesentlich modifizierten Vorstellungen geführt. Die Phase der sanftwelligen Mittelgebirgslandschaft war zur Zeit des mittelpliocänen Golfmeeres für die Luganeralpen schon weit zurückliegende Vergangenheit. Steilhänge, gebrochene Hangböschungen, Bachtreppen, anschnliche Höhendifferenzen charakterisieren die Landschaft als in voller Entwicklung begriffene Tallandschaft. Gewiß war während des Mittelpliocäns die Bildung von neuen Steilen und damit die Tieferlegung der Haupttäler unterbunden; aber in den Seitentälern und kleinen Tobeln gruben sich die Bäche noch stets ein, verlegten sie ihre Steilen unaufhaltsam rückwärts und belieferten die Hauptflüsse mit Schuttmassen.

Nun besteht auch für das Vorland unseres Gebietes die Tatsache der feinen Schwemmablagerungen des Mittelpliocäns (Balerna, Folla d'Induno), welche Frauenfelder zu seinem von unserm Untersuchungsergebnis nicht unwesentlich abweichenden Rückschlusse auf den morphologisch-dynamischen Charakter der mittelpliocänen Luganerseelandschaft verführt haben. Dieser Widerspruch zwischen stark relifierter Landschaft und Ausbildung des Mittelpliocäns kann nicht durch Aufhebung unserer entwickelten zeitlichen Relation zwischen beiden gelöst werden; beides sind erwiesene Tatsachen, und die Beziehung beider kann nicht angezweifelt, sondern nur verstanden werden.

Da klimatische Einflüsse nicht in Frage kommen, bleibt nur eine Möglichkeit: Die grobklastischen Ablagerungen der Flüsse sind nicht so weit ins Alpenvorland gelangt, sondern schon weiter im N zur Ablagerung gekommen, ein Schluß, welcher sich a priori schon aus der Form des Pliocänmeeres (vgl. p. 96) ergeben müßte (Golfe!). In die ertrunkenen Flußmündungen wurden die abgespülten Geröllmassen der luganesischen Flüsse als sich langsam vorbauende Deltas abgelagert; erst viel weiter draußen kam es zur Ablagerung der tonigen und feinsandigen Schwemmprodukte, welche uns heute in den Schichten von Folla und Balerna erhalten sind. Die spätere Talbildung hat die Deltaverschüttung der Golfe wieder ausgeräumt; was die Flüsse auf Terrassen haben stehen lassen, ist von den Gletschern der Eiszeit fortgeschafft worden, so daß mit einer Ausnahme von dieser alten Schuttfüllung nichts mehr erhalten ist.

---

[10] Cadisch (17): Alpiner Grobschutt gelangte schon in der Oberkreide und im Eocän ins Alpenvorland.

An der Mündung des V. di Muggio ist ein altes pliocänes Delta der Breggia, das Konglomerat von Pontegana[11], erhalten, dessen Schichten bei Morbio-Inf. bis in 350 m Höhe hinaufreichen. Es liegt als flache Platte transgredierend auf den abgewitterten Schichtköpfen des Lias, der Scaglia und des Flysch und verbindet sich bei Pontegana mit dem Pliocäntone (Heim)[12].

So ergibt sich denn weitgehende Kongruenz von mittelpliocänem Abtrag im Gebirge und Aufschüttung am Alpenrande.

Diluvialer Abtrag

Ausdruck eines bedeutenden diluvialen Abtrages im Alpenlande sind die gewaltigen quartären Schuttmassen, welche das weite Senkungsfeld der Poebene erfüllen. Sie gehen als weite Schotterflächen von den gewaltigen Endmoränenbögen der eiszeitlichen Gletscher aus und reichen in ansehnliche Tiefen[13] (vgl. Penck, *62*, p. 792).

Übersicht

Es ergeben sich demnach folgende Rückschlüsse auf die Abtragsgeschichte des Gebietes:

1. Großer Abtrag während des tektogenetischen Prozesses: Ablagerung der Molasse.
2. Fortdauer eines ansehnlichen Erosionsprozesses vor und während der Transgression des mittelpliocänen Golfmeeres (Ablagerung von Deltakonglomeraten: Pontegana).
3. Ansehnlicher Abtrag während des Eiszeitalters (Schotter der Ebene).

Dagegen fehlt auffallenderweise jegliches Korrelat zu dem gewaltigen altpliocänen Abtrag, welcher in unserm Gebiete aus der sanft geformten Mittelgebirgslandschaft des Unterpliocäns (Systeme 1—3) die stark und tief zerschnittene Tallandschaft des Mittelpliocän geschaffen hat. Diese pontischen Ablagerungen sind am Alpenrande offenbar durch die erosiven Kräfte aufgezehrt worden, dürften aber unter dem marinen Mittelpliocän in der Tiefe des padanischen Senkungsfeldes erhalten sein. Am Ostrande der Alpen sind pontische Schichten in großer Mächtigkeit festgestellt worden (Winkler *96*).

G. Ursächlichkeit der jungtertiären Formentwicklung

Die abtragenden Kräfte haben das Luganerseegebiet bis in seine Einzelzüge hinein gestaltet; eine tektonische Urform wurde durch dieselben schon „in statu nascendi" überwältigt und zerstört. Die Bildung der Tallandschaft

[11] Vgl. Heim (28), Blumer, Buxtorf, Kronecker. Kronecker bringt das Ponteganakonglomerat mit der jungpliozänen Hebung der Alpen in Verbindung, welche die Erosion wieder beleben sollte. Es ist aber nicht einzusehen, warum der Abtrag in einem bis zu 1400 m sich über den pliozänen Meeresspiegel erhebenden Talgebiet während der Dauer der Transgression stagnieren sollte.

[12] Erst nach Abschluß der Arbeit erschien die Arbeit von Beck (6), die das Ponteganakonglomerat unter die Astien-Sedimente von Balerna stellt. Die weitergehenden Folgerungen Becks seien hier nicht diskutiert.

[13] Vgl. auch Artini, Mariani.

ging nicht in einem Entwicklungsablauf vor sich; stockwerkartig tieften sich die abtragenden Kräfte unter Führung der Flüsse in den Ruinenbau ein; jedes Stockwerk, jedes Eintiefungssystem kennt sein eigenes Formgepräge. Die Aufeinanderfolge der verschiedenen Abtragsstockwerke formt das Bild der jungpliocänen Landschaft. Von der Untersuchung der *Eintiefungseinheiten* (p. 53 ff.) mußte deshalb die Formanalyse ausgehen.

Jedes System, dessen Reste in Leisten, Hängen, Flachstrecken und Steilen erhalten sind, ist durch Rückwanderung einer Steile, welche auf eine junge Erosionsbasis am Alpenrande orientiert ist, angelegt worden. Die Steile schneidet sich talauf ein und tieft in die Altform eine junge *Flachstrecke* (p. 17 f.) ein, welche dann bei länger andauernder Entwicklung zu einem mehr oder weniger breiten Talboden ausgeweitet werden kann. Zur Flachstrecke hin fallen die Systemhänge meist in schwacher Konkave ohne Bruch. Ihre obere Begrenzung bildet eine Kante gegen den Talbodenrest eines höhern Systems oder Hangteile desselben (*Talkante*). Je nach der fortgeschrittenen Aufzehrung der obern durch jüngere Systeme sind von erstern *Flachleisten*, *Schrägleisten*, Systemhänge und *aktive Flachstrecken (teilaktive Systeme)* (p. 55) erhalten. An der Vereinigung zweier Täler mit einer gewissen Talbodenbreite treten Reste überall in Form von Ecktreppen auf; *Flachecke* sind wiederum Reste der eigentlichen Talsohle, während *Schrägecke* aus der Verschneidung der Übergangspartien zwischen Sohle und Hang hervorgegangen sind.

Ecktreppen, Leisten und Talkanten zeigen in einem Talraum oft bezeichnende, immer wiederkehrende Abstandsfolgen, welche auf die Gesetzmäßigkeit der Systemeintiefung hinweisen; diese Erscheinung ist *Abstandstypik* (p. 63) genannt worden. Dieselbe ergab nicht selten wertvolle Hinweise auf die Systemzuordnung, wo durchlaufende Reste lokal aussetzen.

Die Steilenrückwanderung ist eine Hauptursache der Landschaftsformung. Deshalb müssen gerade die Steilen und die Art ihres Rückschreitens genau untersucht werden, eine Aufgabe, die kaum erst gestellt ist. Eine gewöhnliche, nur einem System zugehörende Steile besitzt eine schwach konkave Form und eine Höhe, welche etwas hinter der Größe des Abstandes des Talbodens vom nächst höhern Systemboden zurücksteht. Große Steilen sind stets aus der Verschmelzung verschiedener Systemsteilen erwachsen (*Sammelsteile*). Sie können in der Hauptsache nur dort entstehen, wo Widerstände des Untergrundes das Aufwärtswandern abbremsen, so daß bedeutende Verzögerungen eintreten, wodurch sich an dieser Stelle verschiedene Steilen einholen. Sammelsteilen zeichnen sich meistens auch durch entsprechende Formabwandlung aus: Es entsteht die morphologisch disharmonische *Konkavkonvexsteile* (p. 68). Die Gesetzmäßigkeit des Aufwärtswanderns der Steilen konnte an manchen Beispielen (V. di Colla, V. d'Isone, V. Magliasina) nachgewiesen werden; der *Rückschneidungskoeffizient* (p. 62) ist in benachbarten Talgebieten derselbe. Durch Verlangsamung der Steilenwanderung in kleinen Seitenbächen zeigen diese während längerer Zeit häufig kleine *Mündungssteilen* (p. 75).

Es muß auffallen, daß sich die Gebirgsmorphologie bis heute wenig mit der Grundform der fluviatilen Eintiefungsgeschichte, der Eintiefungseinheit und dem Wandern der Steilen beschäftigt hat, ist doch eine gründliche Enthüllung der Morphogenese nur über sie möglich. Wohl hat Ampferer schon

1915 auf die Bedeutung des „Wettlaufs der Wasserfälle" für die alpine Formgeschichte hingewiesen. Erst Sölch hat in verschiedenen Arbeiten auf wichtige hier ruhende Fragen der Talbildung aufmerksam gemacht. W. Penck hat bei seiner Untersuchung der Piedmonttreppen methodisch ähnliche Wege eingeschlagen, wie wir sie durch die genaue Formanalyse geführt wurden. Moscheles, Diwald und Leutelt beschäftigten sich einläßlicher mit Abtragungsformen der fluviatilen Landschaft. Neuerdings kommt auch Behrmann zur Forderung tiefer schürfender morphologischer Arbeit, indem er sich von der Untersuchung der Eintiefungseinheiten wichtige Aufschlüsse über die Morphogenese der deutschen Mittelgebirge verspricht[14] (vgl. Lit. *98*).

Sechzehn nach der Tiefe aufeinander folgende Eintiefungseinheiten haben das Bild der jungtertiären Landschaft des Luganerseegebietes geformt. Unter den obern, sanft geformten Systemen folgt allenthalben eine von System zu System zunehmende Versteilung der Hangformen und eine fortschreitende Verengerung des Talquerschnittes. Wir führen diese sich entwickelnde Querschnittsgestaltung auf eine immer stärker wirksame Intensitätssteigerung der Gebirgshebung während der Landschaftsformung zurück. Ohne uns mit W. Pencks Auffassungen zu identifizieren, kommen wir zum Schlusse, daß die Gestaltung der flußbeherrschten Abtragslandschaft des Luganerseegebietes letzten Endes im Problem der Hebungsintensität wurzelt. Dabei ist die Diskontinuität der Taleintiefung, welche sich in der Ausbildung der zahlreichen Eintiefungseinheiten, der aufeinander folgenden Steilenwanderungen, des Stockwerkbaues der Gebirgslandschaft spiegelt, ein Hinweis auf die diskontinuierliche Hebungsbeschleunigung, die sich durch immer kürzere Pausen zwischen den einzelnen Hebungsphasen kennzeichnet. Während zur Zeit der Hochsysteme die Pausen zwischen den einzelnen Hebungsphasen noch so groß waren, daß einheitliche Hang- und Bodensysteme erwachsen konnten, wurden sie mit fortschreitender Entwicklung immer kürzer: Nach unten zu versteilt sich das Relief, die Flußtreppenlandschaft entsteht. Das Bild der jungpliocänen Luganeralpen und namentlich ihrer Täler ist nur durch diese fortschreitende Hebungsbeschleunigung zu verstehen. Die heutige Höhe des Gebirges ist eine Folge der pliocänen Heraushebung desselben; seine Form ist Ausdruck der Abtragskräfte, aber ebensosehr der gewaltigen Kraft der ständig zunehmenden diskontinuierlichen Hebungsintensivierung; in ihr liegt die entscheidende Ursache nicht nur des luganesischen, sondern wohl auch des alpinen präglazialen Formenschatzes. Die Frage der alpinen Gebirgsbildung und Formung wird dergestalt vom morphologischen zum endodynamischen Problem[15].

---

[14] Statt von Eintiefungssystemen spricht Behrmann von „morphologischer Formengruppe", ein Ausdruck, der zu allgemein ist und mir auch sprachlich nicht glücklich erscheint. Auch Diwalds „Eintiefungsfolge" möchten wir eher für die Folge der verschiedenen Eintiefungsphasen verwenden, was sprachlich richtiger wäre.

[15] Die Frage des Talquerschnitts gerät demnach in engste Abhängigkeit von der zeitlichen Entwicklung der Hebungsvorgänge eines Gebirges. Die Lösung der hierin liegenden Probleme setzt die Untersuchung der Geschwindigkeit der Steilenrückwanderung, der Seitenerosion, der Ausräumung der Systemrauminhalte voraus (vgl. Lit. *99*).

Nach W. Penck ist ein konvexer Hang Ausdruck aufsteigender, ein konkaver dagegen absteigender Entwicklung. Unsere Beobachtungen haben gezeigt, daß nirgends ein ungebrochener Hang vorliegt, anderseits die Theorie der parallelen Hangabflachung Pencks nicht zutreffen kann. Jeder Systemhang zeigt, obwohl durchaus in der Linie der aufsteigenden Entwicklung gelegen, eine konkave Hangform, das Kennzeichen absteigender Entwicklung. Die Hangform als ganzes aber, ungeachtet all ihrer einzelnen Knicke und Leisten, zeigt die typische Konvexform aufsteigender Entwicklung. Die Zunahme der Hebungsintensität muß sich aber, wie wir im Gegensatz zu W. Penck anzunehmen gezwungen sind, diskontinuierlich vollzogen haben. Ohne Einschaltung relativer Ruhepausen zwischen stärkern Hebungsphasen scheint die scharfe Gliederung der Taleintiefung in Perioden der Steilenbildung und der Ausweitung der Talböden nicht verstanden werden zu können. So bestechend die Vorstellungen W. Pencks von der einheitlich beschleunigten Aufbiegung auch ist, so muß sie doch auf Grund der Talformung abgelehnt werden; diese weist auf einen in seinem Ablauf bedeutend bewegteren Bewegungsrhythmus hin, dessen allgemeine Tendenz aber ebenfalls durch eine Hebungsbeschleunigung charakterisiert wird. Es sind dies Probleme, welche gelöst werden müssen, wenn nicht zum vornherein auf eine ursächliche Erfassung der Gebirgsformung verzichtet werden will.

Die präglazialen Luganeralpen sind ein flußbeherrschtes Hochgebirge diskontinuierlicher aufsteigender Entwicklung. In dieses mannigfach gestufte Gebirgsland drangen die eiszeitlichen Gletscher vor.

VIII. EISZEITLICHE FORMGESTALTUNG

Obwohl verschiedene Tatsachen darauf hinweisen, daß dem Gletscher unter bestimmten Umständen eine nicht unbedeutende landschaftsformende Kraft innewohnt, haben doch in den letzten Jahren manche Beobachtungen gelehrt, daß die formbildende Tätigkeit der eiszeitlichen Eisströme meistens doch nicht so groß gewesen ist, daß ein älterer fluviatiler Formenschatz vollständig ausgelöscht worden wäre, sondern daß dieser letztere für das Formbild einst vergletscherter Landschaften auch heute noch häufig bestimmender ist als das Werk der diluvialen Gletscher.

Nichts so wie die Tatsache, daß der Begründer der Lehre von der glazialen Übertiefung, A. Penck, neuerdings (*65*) die durch die Gletscher der Eiszeit geschaffenen Formprägungen lediglich als „Verzierungen in den größern Formen der Täler, den durch die Denudation erweiterten Einschnitten des rinnenden Wassers“ (p. 21) betrachten möchte, ist so sehr Ausdruck der fundamentalen Erschütterung, welche unsere Anschauungen über die Glazialerosion und den glazialen Formenschatz unter dem Zwange der Beobachtungen erfahren haben, und zwar in einem Maße, daß Sölch (*84*, p. 193) schreiben muß: „Abermals stehen wir am Beginne jener Aufgaben, welche die meisten von uns wenigstens in der Hauptsache für gelöst hielten, und ein Heer neuer Fragen hat sich dazu gesellt“.

Ein Überblick über die ungeheure glazialmorphologische Literatur würde zeigen können, daß generelle Untersuchungen und theoretische Spekulationen häufig nicht befähigt sind, unsere Kenntnisse wesentlich zu bereichern. Deshalb sei im folgenden von jeglichen weit ausholenden Erörterungen Abstand genommen.

A. Betrag der diluvialen Taleintiefung

In den kleinern Seitentälern, deren Böden dem Purasystem und höhern Niveaus angehören, kann die durch die quartäre Steilenrückwanderung erzeugte Taleintiefung nicht genau bestimmt werden. Anders ist es dagegen in den Haupttälern, deren Talsohlen heute unter dem Purasystem liegen; hier ergibt sich der Betrag der diluvialen Talvertiefung als Höhendifferenz zwischen dem Pura-Systemboden und der heutigen Felssohle.

Beträge diluvialer Taleintiefung in den Haupttälern

Vedeggiotalung	m	Ur-Gassaratetalung	m	Porlezza-Seetal	m
bei Camignolo	120	bei Stampa	100	bei Osteno	420
bei Taverne	130	w Campione	260	bei Albogasio	430
ö Caslano	170	bei Morcote	150	bei Gandria	390
bei Brusimpiano	120	Tal von Capolago bei Melano	120		

B. Die Talformen unter dem Pura-System

Eine Einordnung der drei besser erhaltenen Terrassenniveaus 17—19 der Vedeggiotalung in die diluviale Chronologie ist hypothetisch, da stratigraphische und morphologische Anhaltspunkte fehlen.

Ihre Aufteilung auf die drei Interglazialzeiten, ähnlich wie es Machatschek und Staub (*49*) mit den Terrassen des Wallis getan haben, ist wohl möglich, erscheint aber nicht als zwingend[1]. Jedenfalls aber scheint die teilweise recht regelmäßige Spannung der Terrassenhorizonte und ihr Zusammenhang mit fluviatilen Flachstrecken der Seitentäler auf fluviatilen Ursprung hinzuweisen, wenn auch nicht gesagt werden kann, welcher Betrag der Eintiefung bis zum nächst untern System auf die Wirkung des Gletscherabtrages oder der Flußerosion zurückzuführen ist.

Im Cassaratetal sind unter dem Pura-System nur einige unzusammenhängende Leisten erhalten, während im ganzen übrigen Gebiet tiefere Reste fehlen.

[1] Bei Taverne ergeben sich folgende Systemhöhen über dem gegenwärtigen Talboden: prägl. Pura-System 16: 130 m, System 17: 100 m, System 18: 70 m, System 19: 40 m. Es würde dies eine sehr regelmäßige Verteilung der Eintiefungsbeträge von 30, 30, 30 und 40 m auf die vier Eiszeiten ergeben.

Gleichmäßig fallen die Talhänge steil zu dem breiten Seeboden hinab. Irgendwelche Rückschlüsse auf eine Sonderung glazialen und fluviatilen diluvialen Abtrages auf Grund von Terrassenbeobachtungen ist hier also unmöglich. Die geringe Rückschnittsgröße der Steilen unter dem Purasystem in den Seitentälern ist aber ein Hinweis darauf, daß die diluviale fluviatile Erosion, verglichen mit der präglazialen, nicht bedeutend gewesen ist. Alle Seitentäler sind gegenüber der Eintiefung der Haupttäler ganz bedeutend zurückgeblieben (p. 99 f.).

Der tiefste Abschnitt des Talquerschnittes ist in den Seetälern prächtig zu sehen, während er weiterhin durch Verschüttungen der Beobachtung entzogen ist. Dort aber gleiten die Böschungen beidseits steil und ungebrochen zum Seeboden nieder, an dessen flacher Ebenheit sie an scharfer Kante abstoßen; es sind überall mehr oder weniger hohe Kasten- oder Trogprofile, welche typisch sind für die Form der Seetäler.

Der Seeboden

Der Seeboden bildet von Porlezza bis Castagnola eine langgestreckte, ebene Fläche, welche bis 14 m unter den Meeresspiegel hinab reicht. Von Castagnola weg steigt die Ebene südwärts langsam an, um bei Campione in einen sanft geneigten Hang überzugehen. Steiler ist die Absenkung des Seebodens auf der Südseite des Dammes von Melide zur weiten Ebene n der Punta di Pojana. Von hier an steigt der Boden in den beiden Seearmen schwach südwärts an. Auch der Seeboden von Agno bis Morcote zeichnet sich durch seine Ebenmäßigkeit aus; nur die Moränen sö Magliaso und von S. Bartolomeo bilden sanfte Anschwellungen des Seegrundes.

Die Gestaltung des Seebodens zeigt keinerlei Abhängigkeit von den Aufschüttungen der Flüsse; nur da, wo er von Moränenwällen gequert wird, ist sein Relief bewegter. Im übrigen aber sind die langgestreckten Seeböden offenbar Hohlformen im Fels, dessen Oberfläche nur mit einer mehr oder weniger dünnen Schicht von Grundschlamm überdeckt ist.

C. Die Entstehung des Luganersees

Aufstau durch Akkumulationen

Heim (*29*, p. 848) nimmt an, daß der Luganersee durch die Aufschüttungen von Besano und s Capolago um ca. 80 m gestaut werde: „Ohne die Aufschüttungen bei Besano und Capolago würde der See tiefer stehen und entsprechend kleiner sein. Der Porlezzaarm, mit jetzt 288 m Tiefe, würde noch ca. 200 m Tiefe haben. Sein Boden liegt bis 14 m unter Meeresniveau. Bis ins Meer wären aber zum Abfließen noch 200 m Gefälle notwendig[2]. Die unteren 200 m Seetiefe müssen also Übertiefung — isostatische Einsenkung der ganzen Region sein."

[2] Daraus scheint Heim auf eine Felsschwellenhöhe von 200 m und eine Akkumulation von 80 m am Alpenrande zu schließen.

Nach unsern Terrassenbeobachtungen ergibt sich für das Pura-System bei Brenno eine heutige Höhe von ca. 230 m. Es dürfte dies die Höhe der Felsschwelle des rückwärtigen Seebeckens sein. Eine noch tiefere Zerschneidung des Alpenrandes ist nicht anzunehmen; jedenfalls werden die Überlegungen Heims über den teilweisen Aufstau des Sees durch Akkumulationen der Eiszeit durch unsere Beobachtungen bestätigt, wenn wir auch einen etwas geringern Betrag dafür ansetzen möchten.

Keine Alpenrücksenkung

Unser nicht widerlegbares, weil durch *Tatsachen* belegtes Hauptargument gegen die Anwendung der Heim'schen Hypothese auf den Luganersee bilden die Terrassenuntersuchungen, welche erwiesen haben, daß alle Systeme des Luganese gleichsinnig übersteil alpenauswärts fallen und eine relative Absenkung der innern Teile gegenüber dem Alpenrand nirgends auch nur in Andeutungen beobachtet werden kann (vgl. p. 118).

Der Hauptwert dieser einfachen Feststellung mag darin gesehen werden, daß sie auf Hunderten von Beobachtungen beruht, welche immer wieder bestätigt wurden. Die Entstehung des Luganersees durch isostatische Einsenkung kommt nicht in Frage. Es hat hier im Diluvium keine Rücksenkung stattgefunden, sondern eine Aufwölbung[3].

Stufenmündungen

Noch ein anderer Grund spricht gegen die Ansicht Heims: Danach würde es sich bei den Formen des Luganersees um ein ertrunkenes fluviatiles Talsystem handeln. Wie unsere Untersuchungen gezeigt haben, sind nun wohl bei kleinen Bächen fluviatile Mündungssteilen geringer Höhenspannung und über eine gewisse Zeit hin möglich, ja in besonders widerständigem Material mögen sogar fluviatile Stufen von bis 100 m vorkommen; aber vorherrschend ist der Typus der gleichsohligen Mündung. Ertrinkt nun ein derartiges Talsystem, so müßte sich der Seespiegel, je größer die Stauhöhe ist, umso mehr auch in die Seitentäler hinein verästeln und auf diese Weise ein getreues Abbild eines Horizontes der fluviatilen Tallandschaft ergeben. Am Luganersee beobachten wir das Gegenteil: In kein einziges kleineres Seitental greift der See hinein; mit kolossalen Stufen von ca. 400 m fallen die Bäche des V. d'Osteno und des V. Solda zum Seeboden ab. Etwas geringer ist die Stufe bei Magliasina und Mara, dagegen wieder groß beim Trallo. Diese gewaltigen Stufenmündungen können nie und nimmer in einem normalen fluviatilen Zertalungsprozeß entstanden sein.

Namentlich aber sind die großen Mündungsstufen gerade im Seetale von Porlezza, das nur einen verhältnismäßig kleinen Fluß barg, geradezu unverständlich; sollte dieser letztere Fluß eine so gewaltige Erosionskraft gegen-

[3] Ob Krustenbewegungen für den Gegensatz der seenlosen piemontesischen Alpentäler und der insubrischen Seetäler verantwortlich sind, wie Penck (64, p. 247) meint, ist nicht unwahrscheinlich; doch kann es sich dabei nicht um eine Absenkung der Seetäler, sondern nur um beträchtliche Schiefstellungen der keine Seen besitzenden Gebiete handeln.

über den ansehnlichen Gewässern des V. d'Osteno und des V. Solda entwickelt haben, daß diese seinem Einschneiden über 400 m nicht mehr zu folgen vermochten und als immer mehr an Höhe zunehmende stäubende Wasserfälle über eine mächtige Stufe zum breiten Haupttale hinab stürzten. Außerdem muß festgestellt werden: Während diese ansehnlichen Nebenflüsse nicht einmal mehr schmale Kerbschluchten einschneiden konnten, hatte sich nach dieser Theorie der im wesentlichen ja erst aus diesen Seitengewässern gebildete Fluß des Porlezzatales nicht nur eine tiefe Schlucht, sondern sogar einen breiten Talboden schaffen können. Dabei kommen größere Gesteinswiderstände beim V. d'Osteno gar nicht, beim V. Solda nur bedingt in Frage. Wie bei der Mündungsstufe des V. d'Isone drängt sich auch hier die Unvereinbarkeit von Talformung und Gesetzen des fluviatilen Abtrages auf. Ein nur geringer „Hauptfluß" hat an beiden Orten seine Erosionskraft plötzlich vervielfacht und an Stellen, wo früher die Flüsse aus den Seitentälern gleichsohlig mündeten, so enorm abgetragen, daß er die Mündung der Seitentäler 100—400 m untertiefen und dabei erst noch eine breite Talsohle schaffen konnte! Es gab nun allerdings wirklich eine Zeit, die gewaltige Hauptflüsse in diesen Tälern sah: Die Zeit der Vergletscherungen, und der Fluß bestand aus einem mächtigen Strom vom Addaeis hier, Tessineis dort!

Die Orte maximaler diluvialer Taleintiefung

Die Höhe der zum heutigen Seespiegel hin zerschnittenen Mündungsstufen ist identisch mit dem Betrag der diluvialen Taleintiefung; die Flachstrecken über den Mündungssteilen liegen alle in ungefähr der gleichen Höhe und gehören dem gleichen Niveau, dem präglazialen Pura-System an. Die bedeutendsten Mündungsstufen treten dort auf, wo die diluviale Taleintiefung die größten Ausmaße erreicht, wo die Untertiefung des Purabodens am bedeutendsten ist, im Seetale von Porlezza. Von hier folgt der Streifen beträchtlicher diluvialer Talvertiefung dem Seearme von Campione, um sich dann hier in die beiden Seearme von Capolago und Morcote zu teilen, wobei der Untertiefungsbetrag aber sofort abnimmt. Der Zug maximaler diluvialer Talvertiefung folgt demnach im Luganese *nicht der fluviatilen Linie* des alten Ur-Cassaratequertales, sondern den Gleitbahnen des bei Menaggio vom Hauptaste abzweigenden und ins luganesische Bergland eindringenden *Addaseitengletschers!*

Die Höhenlage des Seebodens zeigt eine auffällige Übereinstimmung mit der Entwicklung des luganesischen Addagletschers: Dort, wo sich das Addaeis als geschlossener und mächtiger Eisstrom durch das Tal von Porlezza drängt, findet sich die maximale Absenkung des Seebodens. Sobald der Gletscher aber in die weite luganesische Hügelbucht eintritt, kann sich das Eis einigermaßen ausbreiten: Es erfüllt das untere Cassaratetal und drängt namentlich n des M. S. Salvatore nach SW, wodurch der Hauptast, welcher von nun an dem Ur-Cassaratetal folgt, entlastet wird. Diese Diffluenzentlastung zeichnet sich im Seeboden in prächtiger Konsequenz ab durch den langsamen Aufschwung[4] desselben von 30 m (bei Castagnola) auf ca. 180 m, eine

[4] Die Höhe desselben ist evtl. durch die hier den Seeboden bildenden Triasdolomite und den Porphyr mitbedingt. Die Eisoberfläche zeigt über der Stufe keinen Sprung;

Höhe, welche derjenigen s der Ponte Diga entspricht; darauf ist dann noch der ca. 80 m hohe Moränenwall von Melide gesetzt. Eine geringe Stufe von ca. 10 m kennzeichnet sodann bei Maroggia und Brusino-Arsizio die weitere Aufteilung des Gletscherarmes.

In das alte präglaziale Nebental, die Hauptbahn des Gletschers, mündet bei Lugano mit einer verschütteten Stufe (Stampa) das V. Cassarata, das fluviatile Haupttal.

Eine zweite Hauptlinie diluvialer Taleintiefung (p. 126) folgt den Stromlinien des Tessineises in der Vedeggiotalung. Der Betrag des Tiefenabtrages beläuft sich hier durchschnittlich auf 120—130 m, um im See von Agno (von Agno bis Brusimpiano) einen maximalen Betrag von 170 m zu erreichen; die Diffluenz über den Marchirolopaß und in das Talgebiet von Mugera tut sich durch einen geringen Aufschwung des Seebodens von ca. 25 m in der Gegend von Brusimpiano kund. Am geringsten ist der diluviale Abtrag unter das Purasystem im Tresatale und wahrscheinlich am Alpenrande selbst, macht sich doch gegen denselben ein langsamer Aufschwung des Seebodens geltend, dessen Auslaufen in den präglazialen Boden durch die Verschüttungen verhüllt ist.

Wir müssen unsere Betrachtung der tiefsten Böden des Luganese mit der Feststellung schließen, daß sich die größten Beträge diluvialer Eintiefung in vom Addaeise durchflossenen Talabschnitten zeigen, wo sie im weitern einen auffallenden Zusammenhang mit der Entwicklung von Gletscherdiffluenzen zeigen; jede Gletscherteilung hat eine Verminderung des Übertiefungsbetrages zur Folge. Eine zweite, aber nicht so große Beträge aufweisende Abtragslinie folgt der Bahn des wichtigsten Tessineisarmes im Luganese, der Vedeggiotalung. Diese Linien stärksten diluvialen Abtrages fallen nur z. T. mit denjenigen maximalsten präglazialen, fluviatilen Abtrages zusammen, nämlich auf den Strecken Lugano-Porto Ceresio (Ur-Cassaratetal) und Camignolo-Ponte Tresa (Vedeggiotal). In fluviatiler Hinsicht erosionsstarke Täler, wie das V. Cassarate, V. d'Isone, V. Magliasina und Tresatal namentlich zeigen nur sehr geringen bis mittelmäßigen (ca. 50 m: Tresatal) Abtrag. Dagegen fallen präglazial erosionsschwache Täler durch einen mächtigen, ja enormen diluvialen Abtrag auf: Das Seetal von Porlezza, das Tal von Capolago (Ur-Maratal), das Cenerital vom M. Ceneri bis Camignolo, das Seetal von Brusimpiano: Es sind die Hauptbahnen der eiszeitlichen Gletscherarme des Luganerseegebietes, wobei die maximalsten Beträge für das Gebiet des Addagletschers typisch sind. Durch diese Kongruenz von Haupteislinien und diluvialer Eintiefung werden wir zur Annahme bedeutenden Gletscherabtrages im Luganese gedrängt; dieser Gletscherabtrag hat zum großen Teile die Eintiefung der diluvial gegrabenen Täler geschaffen (Felshohlform des Seetales von Porlezza!).

---

gleichmäßig sinkt sie nach S.; die Fläche des Addaeisquerschnittes ist aber dennoch, namentlich einschließlich des n des M. S. Salvatore diffluierenden Eises größer als im Porlezzasectal; daraus ergibt sich eine Abnahme der Fließgeschwindigkeit des Gletschers mit dem Eintritt ins Ur-Cassaratetal. Das Ausmaß des Eisabtrages steht in Abhängigkeit von der Eisgeschwindigkeit.

Steilen und Stufen

Demnach treten im Luganerseegebiet rein fluviatile und glazial bedingte Steilentypen auf, die sich kombinieren und summieren können. Es ergeben sich folgende Steilentypen:

A. Rein fluviatile Steilen.

1. Normale *Steile* (zu einem System gehörend; Konkavsteile).
2. *Konkav-Konvexsteile*, meistens *Sammelsteile*, da wo Widerstände des Untergrundes die Rückwanderung hemmen (V. Mara, V. Solda usw.).

B. Durch glaziale Übertiefung bedingte Steilen.

3. *Übertiefungssteilen:* Steilen in Flußstrecken, welche in übertiefte Becken hinunterführen (Nebentäler des Porlezza-Seearmes, der Vedeggiotalung). Größere Steilheit.
4. *Gletscherstufen:* Stufen (oder Steilen) im Gletscherbette selbst, durch den Gletscher herausgearbeitet.
   a) Konfluenzstufen,
   b) Diffluenzstufen.

C. Kombination von fluviatilen und glazialen Steilen.

5. *Fluvioglaziale Steilen:* Normal- und Sammelsteile zusammen mit Übertiefungssteile (höchste Steilen des Gebietes: V. Mugera, Sigirinotäler).
6. *Fluvioglaziale Stufe:* Normal- und Sammelsteile zusammen mit Gletscherstufe (im Haupttalboden). Im Gebiet nicht vorhanden (Stufen des Tessintales usw.?).

Nach der Lage an der Talmündung ergeben sich folgende Typen:

1. Mündungssteile und Sammelmündungssteile (Seitentäler des V. d'Isone, V. di Colla).
2. Mündungsübertiefungssteilen (Seetal von Porlezza, Vedeggiotalung).
3. Fluvioglaziale Mündungssteilen (V. Mugera, Sigirinotäler).

Die Stufenbildung der Alpentäler kann nur durch eingehendste Untersuchung der Gesamteintiefungsgeschichte, der Gesetzmäßigkeit der Steilenrückwanderung näher durchleuchtet werden.

Glazialer Seitenschurf

Die Formung einiger Gehänge unseres Gebietes spricht für die Wirksamkeit und landschaftsbildende Funktion glazialen Seitenschurfes. Wo dieser irgendwie bedeutend gewirkt hat, dürfen keine Terrassen präglazialer Eintiefungssysteme mehr zu sehen sein. Anderseits ist klar, daß da, wo präglaziale Leisten ein Gehänge gliedern, der glaziale Abtrag nur sehr gering war und sich auf die Rundhöckerung der Gehänge beschränkte.

Unsere Karte der Systemreste läßt klar erkennen, daß nur drei Talabschnitte mit geringen Ausnahmen eigentlich bar jeglicher Terrassenreste sind:

1. Das Tal des Porlezzaseearmes, das Seetal von Campione, das Tal von Capolago (Tafel VI).
2. Das Seetal von Brusimpiano und das Cenerital vom Paß bis gegen Taverne.

Überall sonst aber treten Leisten und Ecke in so großer Anzahl auf, daß mit nur minimaler Gletscherseitenerosion gerechnet werden darf: Die Gehänge des Luganese zeigen großenteils heute noch, wenn auch durch glaziale Kleinüberformung stellenweise abgewandelt und verwischt, das Gepräge der

präglazialen Taltreppenlandschaft mit ihrer bezeichnenden Stufung der Gehänge.

Wie aber ist der Mangel dieser Physiognomie in den genannten Talgebieten zu erklären?

Hanggerinnsel oder Rutschungen kommen nicht in Frage, wie die Begehung erwies. Starke präglaziale fluviatile Unterschneidung, welche zur vollständigen Vernichtung älterer Hänge in großem Maßstabe führte, darf nicht angenommen werden, da gerade die genannten Talpartien mit einer Ausnahme durch geringe präglaziale Erosion ausgezeichnet sind. Es müssen auch hier wiederum vollständig anders geartete Abtragskräfte am Werke gewesen sein, welche die terrassenfreien Hangfluchten schufen. Die Tallinie 1 ist die Bahn des auch stark in die Tiefe greifenden Addagletschers. Die Talstücke vom Ceneri bis Taverne und von Brusimpiano[5] enthielten während der Eiszeiten den Hauptstrom des Tessineises. Dieses *Zusammenfallen* von Linien starker *Tiefen-* mit solchen beträchtlichen *Seitenabtrages* und beider mit den *bedeutendsten Eisstromlinien* des luganesischen Eisstromnetzes kann durch keine Spekulation hinweggedeutet werden. Es ist eine eindrückliche Tatsache, welche sich allerdings nur auf Grund eingehendster Untersuchung und Terrassenkartierung in ihrer wundervollen Klarheit zu erkennen gibt.

Es bleibt noch die Frage zu beantworten, warum die glaziale Seitenerosion nicht auch die Terrassen des Vedeggiotales unterhalb Taverne und diejenigen des Seetales von Brusino-Arsizio-Morcote, welche Talabschnitte ja ebenfalls von den mächtigsten Eisästen durchflossen waren, vernichtet hat. Die bessere Terrassenerhaltung der Hänge des Vedeggiotales setzt dort ein, wo der Tessingletscher des Ceneri in die Hügelmulde hinaustritt; hier konnte er sich ausdehnen, er fand ein Bett, das seinen inneren Fließgesetzen eher entsprach als in der engen Talfurche oberhalb Taverne.

Es wurde schon auf die Tatsache aufmerksam gemacht, daß die Leisten im Talstück von Campione (Terrassen bei Campione-Pugerna und bei Carona) in typischer Schutzlage erhalten sind, entweder am Gleithang des Gletscherstromes (Pugerna-Campione) oder hinter dem mächtigen Pfeiler des M. S. Salvatore (Carona-Ciona), sonst aber fehlen. An den Hängen des Seearmes von Brusino-Arsizio aber setzen mit einem Schlage eine ganze Reihe deutlicher Leistenfolgen ein.

Der Hanggegensatz der beiden Talabschnitte ist nichts anderes als Ausdruck der sich auch im Seeboden spiegelnden Gletscherdiffluenz bei Maroggia. Das Talstück von Campione besaß für den es durchfließenden Gletscher ein zu enges Profil; er schürfte deshalb die präglazialen Hänge weitgehend ab. Für den durch die Diffluenz geteilten und geschwächten Eisstrom von Brusino-Arsizio genügte aber die Weite des präglazialen Talprofils; er überformte die Hänge bedeutend geringer, wenn auch namentlich unter Serpiano an der vorspringenden Talflanke auch Terrassen zurückgeschliffen wurden. Im präglazial weit kleinern Ur-Maratale aber konnte der Gletscherarm von

[5] Der am stärksten zerschliffene, terrassenlose Hang des V. d'Agno (s. Carabietta) ist in typischer Lage über der maximalen Schurftiefe der ganzen Talung und dort, wo ein Teil des Vedeggioeises in die Talung von Brusimpiano einbog.

Capolago nicht einfach einen weiten, fluviatil geschaffenen Talraum benützen; durch ein weit engeres Tal mußte er sich zwängen und hat sich deshalb das ihm konforme Gletscherbett durch seitlichen Abtrag selbst geschaffen. Wie bedeutend gerade die Seitenerosion dieses Eisastes war, zeigt auch der weit zurückgeschliffene Hang über Bissone, welcher aus der allgemein ssw gerichteten Tallinie nach O zurückweicht; der ins Capolagotal einbiegende Gletscherstrom hat diesen jungen Hang geschaffen.

Glaziale Einfächerung des Ur-Maratales

Die Hauptgletscherströme haben überall die vorliegenden alten Täler benützt; nur an einer Stelle, wo ein Übertritt in ein direkt zum Alpenrand hin führendes Tal sehr leicht möglich war und infolge einer niedrigen Wasserscheide ein Überfließen mächtiger Eismassen stattfand, wurde durch Niederschleifen eines alten, allerdings stark erniedrigten Kammes eine neue Tiefenlinie geschaffen; diese Stelle liegt nicht beliebig, sondern sehr bezeichnend in der Linie des erosionsstarken Addaeisstromes bei Maroggia, wo ein großer Teil desselben zum Ur-Maratal hinüber floß: Es ist dies die einzige glaziale Einfächerung des Luganerseegebietes. Die Tiefenlinie von Brusimpiano ist präglazial schon weitgehend angelegt und tiefgeschnitten worden.

Heim gibt für das eigenartige, vielarmige Seebild keine Erklärung; namentlich sei darauf hingewiesen, daß das Talstück von Brusino-Arsizio in Heims Plan des ursprünglichen luganesischen Talnetzes keinen Platz angewiesen erhalten hat. Es wurde von Heim einfach totgeschwiegen!

Diffluenzpässe

Noch an zwei Stellen müssen die Gletscher ansehnlich gewirkt haben: Am M. Ceneri und beim Diffluenzpaß w Menaggio. Am Ceneripaß wurde die Tieferlegung der ursprünglichen Wasserscheide in ihre heutige Lage bewirkt. Sie wurde dabei etwas gegen N zurückverlegt[6]. Ähnliches muß sich bei Menaggio abgespielt haben. Die präglaziale Wasserscheide wurde in der Gegend von Porlezza vermutet; das Addaeis bewegte sich durch das bei Menaggio mündende Seitental und überfloß die Wasserscheide; im Laufe der Zeit wurde dieselbe gleich wie am M. Ceneri gegen O, entgegengesetzt der Gletscherbewegung, zurückverlegt; die Pässe befinden sich heute an beiden Stellen hart am den Hauptgletscher bergenden Tale an der Stelle der Diffluenz; hier scheint in beiden Fällen der Gletscherabtrag nicht so bedeutend gewesen zu sein wie weiter unterhalb der Diffluenz, wo das Eis schon klare Bewegungsorientierung besaß.

Graduelle Abstufung glazialer Wirkungen

Die Beobachtungen über die präglaziale Gebirgsoberfläche und ihre diluviale Weiterentwicklung führen uns zur Annahme stark differenzierter Gla-

[6] Daß der Ceneripaß genetisch nicht kurzerhand als glazialer Diffluenzpaß gedeutet werden kann, geht außer andern Beobachtungen (p. 73 ff.) schon daraus hervor, daß die Richtung der Paßfurche gegen NW das abzweigende Eis zu einem starken Richtungswechsel seiner Fließbewegung zwingen mußte; wäre die Furche eine glaziale Bildung, so hätte das Eis derselben wohl eine etwas andere, ihm näher liegende Richtung (nach S) aufgedrückt.

zialerosion im Luganerseegebiete. Es lassen sich nach den Formen und Ausmaßen des glazialen Eingriffs verschiedene Grade derselben unterscheiden:

1. Nur geringe Formumwandlung der präglazialen fluviatilen Landschaft; es tritt lediglich eine leichte Überformung durch Rundhöckerung des fluviatilen Formenschatzes ein.

2. Nur oberflächliche Rundungen der terrassierten Hänge, dagegen merkliche Austiefung der Talwege.

3. Starker Abtrag der Hangpartien und bedeutender Tiefenschurf.

Der Großteil des Luganerseegebietes zeigt die geringen Eingriffe des ersten Grades. Wie ein Vergleich mit der Karte der Richtung der Gletscherbewegung sofort zeigt, handelt es sich hier überall um Talräume, in welchen die Eismassen entweder gestaut (V. di Colla, V. Solda)[7], oder in ihrem Abfluß doch merklich behindert waren (V. d'Isone, V. Magliasina, V. Cassarate, V. Mara usw.) oder endlich keine sehr ausgesprochene Fließrichtung zur Geltung gelangte (Hügelzone zwischen V. d'Agno und V. Cassarate z. B.).

Die starke Verbreitung gering überarbeiteter Flächen ist typisch für von Fremdeis überflutete, reich zerfurchte Tallandschaften von der Art des Luganese.

Die glazialen Eingriffe zweiten Grades sind beschränkt auf die weite Vedeggiotalung unterhalb Taverne, das ebenfalls breite Tresatal und auf das von einem Teilast des Addaeises durchflossene breite Ur-Cassarate-Talstück von Brusino-Arsizio.

Den stärksten Grad glazialer Erosion finden wir im schmalen Cenerital bis Taverne, im Talstück von Brusimpiano und dann namentlich auf dem ganzen Wege des Hauptstammes des Addagletschers von Porlezza bis Mendrisio am Alpenrande.

Die Eingriffe zweiten und dritten Grades sind an die Hauptwege des Gletscherabflusses gebunden; der dritte Grad kommt da zur Auswirkung, wo die präglazialen Talprofile für den durchfließenden Gletscher zu eng waren, immerhin aber ansehnliche Eismassen durchlassen konnten.

Der Taltrog

Das uns von manchen Alpentälern her geläufige Bild des in die ausladenden Trogschulterflächen eingelassenen Troges mangelt dem Luganerseegebiet. Das Problem der Einfügung des Troges in die als präglazial angesehenen, noch vom Eise überfluteten Schultern stellt sich hier nicht.

Zwei Trogformen müssen unterschieden werden:

1. Der Trog bildet nur den untersten Abschnitt des Querprofiles unter dem Purasystem; die Trogwand führt hinauf zu den Hängen oder meist schmalen Terrassen des präglazialen Systems; breite Trogschultern fehlen. Das Eis hat den Großteil der präglazialen Talsohle ausgeschürft. Der um 100 m tiefe Trog ist im wesentlichen glazialer Entstehung. Diese Trogform eignet den Gebieten des glazialen Eingriffes zweiten Grades (z. B. V. d'Agno, Abb. 10).

2. Die Trogform beherrscht das Bild des Tales. Bis hoch über die präglaziale Eintiefungsphase hinauf reichen die meist steil zum Trogboden ab-

[7] Vgl. über ähnliche Beobachtungen Penck, 62, p. 1126; Lautensach (Centovalli).

fallenden Trogwände; Reste früherer Eintiefungseinheiten sind weitgehend abgetragen. Auch hier mangelt eine Trogschulter. Nur der unterste Trogabschnitt ist rein glazialer Entstehung, während der höhere durch Umformung der präglazialen Hänge in die Trogform einbezogen wurde.

Zwei „Trogprofile"

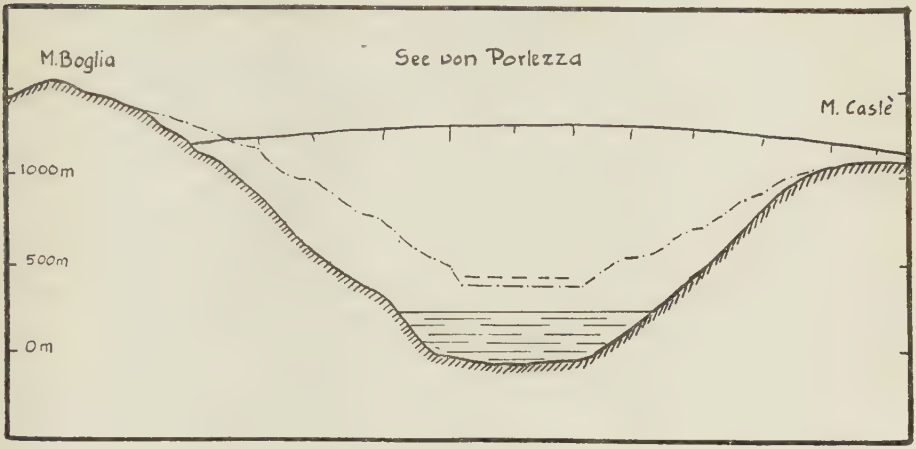


Abb. 9. Porlezza-Seearm

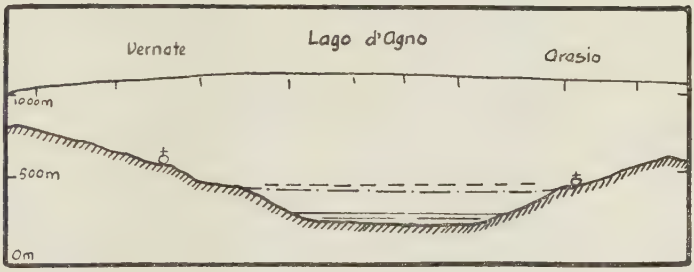


Abb. 10. Lago d'Agno

Präglaziale Böden und Gehänge
Prämittelpliozäner Systemboden
würm-maximale Eisoberfläche

Diese Trogform gehört den Tälern stärksten glazialen Eingriffes (dritten Grades) an; sie verleiht dem Porlezzaseetal seine imposante Wirkung (Abb. 9).

Die Eisoberfläche verläuft in beiden Fällen meistens hoch über den obern Abschnitten der Trogform.

Wohl besteht die Trogform in eindrücklicher Klarheit; sie ist aber je nach dem Ausmaße des glazialen Eingriffes starken Abwandlungen unterworfen und muß von Fall zu Fall gesondert untersucht werden. Der Trog kann auch ganz fehlen.

Glazialerosion

Unsere Formuntersuchung zwingt uns zur Überzeugung, daß den Gletschern ein nicht unwesentlicher Abtrag möglich ist. Die Gletscher haben die Felswannen des Luganersees geschaffen, sie haben auch die Stau-Akkumulationen am Alpenrande angehäuft, sie haben die Voraussetzung zur Seebildung gegeben; ihnen verdankt das Luganese dieses wesentliche Attribut seiner Schönheit und Landschaftsgestaltung. Dabei wechselt der Betrag und die Kraft des glazialen Eingriffes von Stelle zu Stelle nach bestimmten, noch zu wenig untersuchten Gesetzen. Ganz klar erweist sich die Abhängigkeit von Talprofil und durchfließender Eismasse; beide müssen in einem bestimmten Verhältnis stehen: Ist dies der Fall, so erreicht der glaziale Hangabtrag nur geringe Werte; ist aber das Bett zu eng, so wird es glazial ausgeweitet, bis die dem Gletscher nötige Form erreicht ist.

Ohne auf die umstrittene Frage der Mechanik der Glazialerosion eintreten zu wollen, sei doch darauf hingewiesen, daß gerade der bedeutende Abtrag im Porlezza-Seetale sowohl die Bedeutung der Fließgeschwindigkeit des Eises (enger Querschnitt, bedeutendes Oberflächengefälle, vgl. p. 24 f.), als auch der Gletschermächtigkeit für das Maß des Gletscherschurfes erhellt. Daß diese mächtige, ausgeschürfte Hohlform im wesentlichen auf das Gebiet des Liaskalkes beschränkt bleibt, dürfte zudem wohl kein Zufall sein. Die Wirkung der Frostsprengung mußte sich bei diesem zu kubischer Feinklüftung neigenden Gestein stärker als im Porphyr oder kristallinen Schiefer geltend machen.

Eine nicht zu unterschätzende, ja wahrscheinlich grundlegende Form glazialen Abtrages sei noch erwähnt: Die Ausräumung alten Verwitterungsschuttes, welche an den Kalkhängen des Tales von Besano-Arcisate besonders deutlich wird. Trotz großer Steilheit der Talhänge, trotz mächtigen schuttliefernden Gesteinsbänken, trotz heute nahezu stagnierenden fluviatilen Abtrages besitzen die Schutthalden keine bedeutende Ausdehnung. Der Gletscher hat ehemals vorhandenen Altschutt fortgeschafft und damit neue Witteroberflächen geschaffen.

Heim geht nach unsern Beobachtungen sicher fehl, wenn er Glazialerosion leugnet; es sei nur auf einige Beispiele aus unserm Gebiet hingewiesen. Heim meint (*29*, p. 849): „Daß diese Seebecken nicht durch glaziales Ausschleifen entstanden sein können, ist in die Augen springend. Die größte Eisflut ist unmittelbar gegen den S. Salvatore gerichtet gewesen. Er ist überflutet worden mitten in einem Hauptstromstrich des Eises. Sollte der Gletscher den weichen Dolomitberg belassen und daneben den See in Gneis und Porphyr ausgegraben haben?“ Wir sind auch der Meinung, daß die Gletscher nicht befähigt gewesen wären, die gesamte Taltiefe auszugraben. Aber der M. S. Salvatore kann doch unmöglich als Gegenbeweis gegen die Glazialerosion angeführt werden; als die Addaeismassen ins Luganese vordrangen, folgten sie naturgemäß den tiefern Tälern. Es ist ein Rückfall in die Katastrophentheorie, wenn man von dem Eise verlangt, es solle sich geradewegs auf die Aufragungen des Reliefs hinaufschieben und diese unter allen Umständen erniedrigen. Ebensogut könnte man dann sagen: Der Cassarate kann nicht erodiert haben, denn auch er hat ja den S. Salvatore teilweise umgangen und nicht abgetragen (Tafel VI).

Photo Rüedi, Lugano

M. S. Salvatore (Prallhang des Addaeises), r Paradiso (Lugano) mit Blick ins V. di Figino (Noranco), r überhöht von der Collina d'Oro. Im Hintergrund die winterlich beschneite Mittelgebirgslandschaft des M. Piambello.

Kein Berg zeigt so eindrücklich die einschneidende Wirkung des Gletscherabschliffes wie der M. S. Salvatore an seiner dem Addagletscher-Hauptstrom zugewandten Ostseite; zu prächtiger Steilheit ist hier der Hang des Berges unterschliffen worden, während die andern Flanken sanfteres Abfallen zeigen.

Nach Heim müßten auch der Caslanerberg und der M. Useria, die beiden Inselberge des Luganese, abgeschliffen worden sein. Ihre heutige Existenz beweist aber nur, daß der Gletscher nach bestimmten Gesetzen arbeitet. In der weiten präglazialen Bucht von Ponte Tresa hatte das Eis so viel Raum, daß Seitenerosion unterbleiben konnte. Der fluviatile, präglaziale Inselberg blieb so gut wie die Leisten ringsum an den Hängen der Bucht erhalten. Am Alpenrand endlich besaß die sich verbreiternde Zunge des Gletschers bei weitem nicht mehr so viel Abtragskraft, um den M. Useria abtragen zu können. Heim ist im Irrtum, wenn er vom Gletscher unter allen und jeden Umständen und in allen Lagen einen bedeutenden Abtrag verlangen zu müssen für richtig hält. Die weitere Glazialforschung wird sich gerade der Untersuchung der graduellen *Differenzierung des Glazialabtrages* in noch vermehrtem Maße als bisher zuwenden müssen, wenn Fortschritte unserer Kenntnis errungen werden sollen. Penck (*65*, p. 17) hat diesen wichtigen Gedanken in klarster Form ausgesprochen: „Es wechseln in den Alpen Stellen großer und geringer Erosion, und begreiflich wird, warum die einen von sehr starker Glazialerosion sprechen und die andern sie verneinen. Die Wahrheit liegt nicht in der Mitte, sondern bald hier, bald dort."

Gegenüber Penck müssen wir betonen, daß die von den Gletschern geschaffenen Formen etwas mehr als bloßes Ornament sind; die Eingriffe ersten Grades sind wirklich nur ornamental; aber die Wirkungen dritten Grades schaffen doch von Grund auf neue Formen z. T. ansehnlicher Dimensionen oder formen alte so weitgehend um, daß Form-Neuschöpfung entsteht.

Auch Sölch scheint uns in der Einschränkung der Glazialerosion gegenüber frühern Arbeiten (vgl. *80*) zu weit zu gehen, wenn er sagt: „Reines Eiswerk gibt es nur unter den Klein- und Feinformen." Auch seine Untersuchungen im Schwarzwald lassen ihn an seiner Ansicht festhalten (*86*); aber gerade angesichts des eklatanten Gegensatzes der Zuformung vergletscherter und unvergletscherter Talgebiete der Vogesen, welche den Einfluß der Eiszeit bedeutend schärfer als die Schwarzwaldtäler aufweisen, wird der Einfluß glazialer Mitarbeit an der Ausgestaltung von Talschlüssen und Tälern nicht mehr bestritten werden können.

D. Morphologische Wirkungen der Eiszeit im Gebiete der Firnkämme und im nicht vereisten Gebiete

Nur geringe Gebiete des Luganese waren während der Vereisungen völlig schneefrei. In diesen Gebieten aber, so im V. di Muggio und am Alpenrand, muß während dieser Zeit eine intensive mechanische Verwitterung, meistens Frostverwitterung, wenigstens während der kalten Jahreszeit, stattgefunden haben; die Berghänge hüllten sich in einen Schuttmantel, welcher mit dem Vorrücken der Gletscher und damit dem Hinunterrücken der Klimagürtel

langsam auch die Taltiefen mit einbezog; Sölch (*81*) hat diesen Vorgang das „Heruntersteigen der Schuttregion" genannt. Die Bäche führten große Schuttmassen mit sich gegen das Alpenvorland, wo sich diese an den Gletscherrändern aufstauten. Nach dem Rückzug der Gletscher wurden diese gewaltigen Stau-Akkumulationen ausgeräumt und weiter ins Alpenvorland hinausgeführt. Die stadialen Seedeltas der Breggia bestehen zum großen Teil aus diesem umgelagerten, eiszeitlich am Talausgange angehäuften Schutt des V. di Muggio.

Ganz anders war das dynamisch-morphogenetische Leben der über die Fremdeismassen hinausragenden Kämme der Luganeralpen. Nur schmale, ausgeaperte Streifen traten im Sommer hier zwischen den Firnkämmen und dem Eissee der Tiefe auf. Im Winter aber hüllte eine weiße Schnee- und Firndecke die altgeformte Hochlandschaft ein. Die mechanische Verwitterung war auf ein Mindestmaß beschränkt; Solifluktion konnte infolge der Schneebedeckung nicht eintreten. Die abtragenden Kräfte mußten hier während der Eiszeiten ruhen und die Firndecke hatte formschützenden Einfluß.

E. Morphologische Wirkungen der Zwischeneiszeiten

Der Maximalbetrag glazialen Tiefenschurfes beträgt im Luganerseegebiet ca. 400 m; das Addaeis weist da, wo es in klar orientiertem Fluß breiten Talwegen folgt, die Maximalbeträge auf; geringer ist der Tiefenschurf des Eisstromes im Vedeggiogebiet (ca. 120 m). Der Maximalbetrag von 400 m entspricht dem Werte, welchen Machatschek für das Wallis und das Rheintal bei Chur berechnet hat, wobei allerdings bemerkt werden muß, daß der Betrag der gesamten diluvialen Eintiefung in beiden genannten Gebieten bedeutend größer angesetzt wird, entfällt doch nach Machatschek auf die interglaziale Abtiefung allein wesentlich mehr als auf die glaziale.

Im Luganese aber ist in den Haupttälern die diluviale Eintiefung im wesentlichen bedingt durch die glaziale Ausschürfung.

Die minimale Tieferlegung der eiszeitlich von den wichtigsten Eisströmen durchschliffenen Talungen während der Interglazialzeiten hängt wohl im wesentlichen mit der an und für sich schon sehr tiefen Lage des präglazialen Niveaus im Luganerseegebiet zusammen. Daraus geht hervor, daß während der Eiszeit die Südalpen offenbar keine Hebung von Bedeutung mehr erfuhren, wie sie noch für das Oberpliocän bezeichnend ist. Wohl senkt sich die padanische Geosynklinale während des Diluviums weiterhin beträchtlich zur Tiefe. Aber die Einbiegung wird durch Aufschüttung wett gemacht, so daß daraus keine Absenkung der randalpinen Erosionsbasis resultiert; die Einbiegung selbst greift ihrerseits nicht bis an den Alpenrand hinan, wie die diluvialen Schotterhorizonte beweisen; hier konnten diese durch Penck gegliedert werden; ihr Höhenabstand ist gering; nach S zu aber sinken alle ältern Schotter unter die mächtige Decke der Niederterrassenschotter ein.

Weiterhin haben wahrscheinlich auch interglaziale, höher als heute gelegene Seespiegel den Tiefenschnitt der Flüsse behindert.

Im übrigen aber mußte die Steilenrückwanderung und damit eine gewisse Eintiefung in den höhern Talregionen wie in der Gegenwart auch in den

Zwischeneiszeiten Fortschritte machen, denn die Bachtreppen der Nebentäler wurden ja durch die Eiszeiten nicht wesentlich berührt, da sie in Gebieten geringer oder stagnierender Gletscherbewegung lagen. Immerhin fällt aber auf, daß die das Pura-System von unten her angreifenden Steilen noch geringe Rückschrittswerte zeigen. Es mag dies Ausdruck der im Vergleich mit dem Pliocän geringen Zeitdauer der Interglazialzeiten sein. Anderseits muß angenommen werden, daß jeweils nach Rückzug der Vergletscherung die Erosionsarbeit der Gewässer durch gewaltige erratische und geringere periglaziale, während des Gletscherrückzuges durch mechanische Verwitterung erzeugte Schuttmassen behindert war. Es kam zunächst zu einer allgemeinen Schuttumlagerung, welche zur Bildung großer Schwemmkegel und Deltas in den Taltiefen führte, wie wir diese auch heute beobachten können. Gewaltige Deltas, wie das große postglaziale von Canobbio, mußten auch in den Zwischeneiszeiten zur Ablagerung gelangen. Rutschungen, namentlich an den steil geschliffenen Talhängen, kommen dazu, wie die Seeuferrutschungen bei Morcote im Jahre 1862 beweisen.

So erscheinen die Interglazialzeiten für das Luganerseegebiet nicht als Zeiten bedeutenden Tiefenschnittes; nur die den glazialen Tiefenschurftalungen zunächst gelegenen Nebenflußpartien bildeten neue Steilen, während im übrigen die Rückwanderung uralt angelegter Steilen weiter fortschritt. Daneben aber ging ein großartiger Prozeß der Schuttumlagerung vor sich. Erst die wieder vorrückenden Gletscher haben diese Schuttmassen vollständig ausgeräumt und ins Alpenvorland getragen.

IX. MORPHOGENETISCHE ZUSAMMENSCHAU

Das heutige Formbild der Luganeralpen ist das Ergebnis einer langen Entwicklung. Die Anfänge derselben gehen weit ins Tertiär zurück. Reste dieser ältesten luganesischen Gebirgsoberfläche sind aber längst verschwunden. Ein Erbe derselben sind die uralten, in ihrer Anlage in bezug auf die Gefügebildung antezedenten Quertäler.

In das Licht morphologisch zu entwirrender Geschichte tritt das Untersuchungsgebiet als mittelhohes Mittelgebirge, welches in der Verteilung von Tal und Kammzügen schon den heutigen dicht zertalten Charakter trägt. Die Formen des Abtrages sind dem bis tief hinab abgedeckten Gebirgsgefüge beherrschend aufgeprägt. Im Altpliocän taucht dieses sanft geformte Mittelgebirge ruckweise aus dem Vorlandschutt auf, und die abtragenden Kräfte, voran die stark arbeitenden Bäche und Flüsse, graben in die Altform ein nach der Tiefe zu immer mehr an Prägnanz und Ausdruck zunehmendes Steilrelief, dessen Stufung in Tal, Tobel und Gehänge den in voller Tätigkeit begriffenen, durchaus unfertigen Abtragsprozeß charakterisiert. Unterbrochen durch die Senkungs- und Transgressionsepoche des Mittelpliocäns, geht die Bildung neuer Steilen im Zusammenhange mit der letzten beträchtlichen Hebung des Gebirges im Jungpliocän weiter vonstatten. Der Region des Hochgeländes geben weit erhaltene Reste des unterpliocänen Mittelgebirges den be-

Morphogenetische Zeittafel

Zeit	System	Relief	Endogene Wirkungen	Formbildende Vorgänge
Miocän	—	jung zerschnittenes Mittelgebirge	Gefügebildung Brüche, Faltung Hebungen	fluviatiler Abtrag
Alt-Pliocän	1—3	ausgeglichenes Mittelgebirge	Hebungen, von langen Pausen unterbrochen	fluviatiler Abtrag
	4—14	Steilrelief in der Talregion	Hebungen in stets rascherer Folge	
Mittel-Pliocän	—		geringe Senkung	Rückwandern alter Steilen
Jung-Pliocän	15—16		Hebung ca. 300 m	fluviatiler Abtrag
Diluvium	(17—20)	glaziale Verschärfung, Beckenformung	schwache Schrägstellung nach S	lokal glazialer Abtrag, geringe Steilenrückwanderung

zeichnenden Formcharakter, während die darunter folgenden Taleinschnitte (Mittelgelände) die Ausformung des Steilreliefs aufweisen.

Ruckweise Hebungsphasen, welche nach Abschluß des tektogenetischen Prozesses wirksam waren, haben die Luganeralpen zum Hochgebirge mit immerhin ansehnlichen Höhendifferenzen erhoben. Eigentümlicherweise gingen diese Hebungen ohne irgendwelche Kippungen des Gebirgsrumpfes vor sich; die präglazialen Eintiefungseinheiten zeichnen sich durch einen weitgehenden Parallelismus aus. Erst nach dem Schlusse der jungpliocänen Hebung trat eine schwache Aufwölbung der Südalpen ein, welche eine nach S gerichtete Schiefstellung um ca. 4‰ zur Folge hatte. Der Hebungsprozeß als Ganzes erfuhr im Laufe des Pliocäns eine Beschleunigung insofern, als die Pausen zwischen den einzelnen Hebungsphasen stets kürzer wurden. Die Folge dieser „aufsteigenden Entwicklung" ist das nach der Tiefe an Intensität zunehmende Steilrelief des Gebirges.

Der Hebung konnte der fluviatile Tiefschnitt Schritt halten. Der Charakter der luganesischen Berglandschaft wird umschrieben durch die Tatsache, daß sie flußbeherrschte Taltreppenlandschaft ist: Leisten, Ecke, Verflachungen,

Talkanten, alte Hänge, Steilen, Flachstrecken schaffen im Verein mit den verschiedene Ausdruckskraft aufweisenden unterschiedlichen Gesteinen das bewegte, unruhige Relief, dessen nur schwer zu erfassende Gesetzmäßigkeit durch die variierenden Wirkungen der eiszeitlichen Gletscher noch stärker verschleiert wird. Ein Faktor aber bildet wohl eine der wichtigsten Voraussetzungen für die heutige Gestaltung der Luganeser Landschaft: Das Zurückbleiben des Hangabtrages gegenüber der Stärke der fluviatilen Erosion, welches die Erhaltung altgeformter Landschaftskomplexe über weite Zeiträume hin erklärt. Die dem Flußabtrag entzogenen Gebirgsregionen sind weitgehend erstarrt; sie weisen noch heute zu einem guten Teile die Züge auf, welche ihnen der altpliocäne und, in den tiefern Talabschnitten, der jungpliocäne Abtragsprozeß aufgedrückt hat. Die „unglaubliche Zählebigkeit und Lebenskraft" (Sölch) so uralter Formen geht aus unsern Beobachtungen einwandfrei hervor.

Während dieser ganzen Zeit ereigneten sich zahlreiche kleinere und größere Flußverschiebungen, namentlich resultierend aus dem Kampfe der beiden benachbarten großen Flußbereiche um fluviatilen Einfluß im kleinen, zwischen ihnen eingepreßten Berglande. Dieser Kampf endet präglazial mit einem bedeutenden Erfolge der Tessinfurche; aber auch die Comerseefurche hat Erfolge zu verzeichnen. Ein Resultat dieser Kämpfe ist die weite Aufschließung der Luganeralpen gegen die ö und w Tallandschaften hin.

Dieser Aufschließung ist es zuzuschreiben, daß das Luganerseegebiet mit dem Eintritt der Vergletscherung von mächtigen Eismassen überflutet worden ist, welche durch die präglazial geschaffenen Lücken von O, W und N her aus den beiden Hauptquertälern in das mannigfach zertalte Bergland eindrangen. Die Gletscher der Eiszeit haben den fluviatil orientierten Abtragsprozeß unterbrochen und an seine Stelle neue formgebende oder formerhaltende Kräfte gesetzt. Formerhaltend wirkte die Eisdecke in allen Gebieten, wo das Eis entweder gestaut war oder nur langsame Bewegung besaß, und dies war, entsprechend der Gestaltung des Luganese, häufig der Fall. Formerhaltend wirkten auch die Firndecken der Hochkämme. Formgebend arbeiteten die rascher fließenden Gletscherarme nur in wenigen Talfurchen. Sie schufen hier die tiefsten Talabschnitte und heutigen Seebecken, zu denen die alten, präglazialen, durch die Gletscher konservierten Seitentalböden in hohen, wenn auch zerschnittenen Mündungsstufen steil hinunter führen.

Die Eiszeit hat durch lokal verschieden große Ausschürfung, durch begrenzten glazialen Hangabtrag und durch Moränenaufschüttung und daraus resultierende Umgestaltung der Abflußverhältnisse eingreifend gewirkt und das heutige Aussehen des Luganese beeinflußt. Dagegen mangeln glaziale Wirkungen in den meisten kleinen Tälern und der Kammregion. Keine Kare oder einsame Hochseelein fesseln hier das Auge. Die Interglazialzeiten sind durch regressive Erosion in den höhern Gebieten (über ca. 3—400 m), wahrscheinlich Seestau und Schuttablagerungen in den tiefsten Regionen gekennzeichnet. Im ganzen verdankt das Luganese seine wesentliche Gestaltung den fluviatil beherrschten Abtragskräften des Pliocäns; die Eiszeit hat den tiefern Regionen einiger Talungen das charakteristische Gepräge aufgedrückt; für die Schaffung des herrlichen Sees namentlich schulden alle Kenner landschaftlicher Schönheit und Harmonie den eiszeitlichen Gletschern Dank.

Wenn am Genfer Geographenkongreß vom Jahre 1908 (Jaeger) einzelne Geographen den Gletschern 95% der Talbildung zuschrieben und Heim heute das umgekehrte Verhältnis, 5%, als für den Gletscher noch zu günstig betrachtet, so müssen beide Auffassungen als nicht zutreffende Ausdeutungen und Übertreibungen abgelehnt werden.

Während des Rückzuges der Gletscher kamen gewaltige Deltas in z. T. eisgestauten Seen zur Ablagerung; zahlreiche Moränenwälle und drei den See querende Moränenbögen deuten das ruckweise Zurückgehen der Gletscherarme an. Die tiefsten Becken erfüllen sich mit dem von den Bergen herabfließenden Wasser bis zur Höhe der alten Abflußkante nach dem Langensee hin. Der Kampf um die fluviatilen Bereiche endet mit Hilfe der eiszeitlichen Wirkungen mit einem gänzlichen Siege der Langenseefurche; nach ihr gehen heute alle Gewässer des Luganersegebietes, auch diejenigen der alpenrandnahen Talstücke, wo in den glazialen Zungenbecken zentripetale Entwässerung wirksam ist.

Als wichtigste Epoche für die Gestaltung der Luganeralpen erweist sich das Unterpliocän; bis auf 280 m am Alpenrand war der Tiefschnitt der Täler damals schon vollzogen. Von dem ca. 2000 m betragenden Gesamtabtrag, welchen die größten luganesischen Flüsse seit der Wende des Miocäns zum Pliocän bewältigten, entfallen ca. 1600 m auf diese Periode. Weit geringer ist der Abtrag des Mittel- und Jungpliocäns.

Im Ganzen gering ist auch die Wirksamkeit des Eiszeitalters, wenn auch vereinzelt außerordentlich bedeutende Abtragswerte erreicht werden. Umso ansehnlicher sind aber die Folgen dieser Periode für das Aussehen der Landschaft; haben sie ihr doch ein Attribut verliehen, welches ebensosehr wie die Täler, Hänge und altgeformten Kämme deren Antlitz entscheidend bestimmt: Den vielverästelten See.

Diese Zeit hat eine Formverschärfung der ehemaligen Hauptbahnen der Gletscher und damit eine eigenartige, vom fluviatilen Regime aus irrational erscheinende Romantik in die Landschaft gebracht. Gerade aus der engen Verzahnung eiszeitlich umgeformten, nur leicht überformten und von den Gletschern gar nicht beeinflußten Reliefs ergibt sich eine bemerkenswerte Steigerung ihres Formenreichtums und ihres landschaftlichen Reizes.

Schluß

Es hat den Anschein, als ob sich die Meinung Bahn breche, daß nur sorgfältigste und eingehendste Beobachtungsarbeit und weitgehende Differenzierung der beobachteten Tatsachen, wie sie in vorliegender Arbeit versucht wurden, heute an die Stelle eines in seinen Grundzügen problematisch gewordenen, vor vierzig Jahren in prachtvollem Schwunge gebauten Ideengebäudes eine von Grund auf revidierte Ausdeutung der alpinen Formentwicklung und des alpinen Formstiles setzen könne.

Die heute in der Morphologie sich vollziehende Umwertung mancher langgehegter Anschauungen ist Ausdruck der Unerschöpflichkeit der Natur, welche dem forschenden und denkenden Menschen stets neue Probleme stellt. Ein Wort eines Altmeisters der schweizerischen Alpenmorphologie aus einer ebensolchen wandlungsreichen Epoche der Alpenforschung, Ludwig Rüti-

meyers (1875), bewahrheitet sich heute aufs neue: „Die Wissenschaften, welche sich mit sinnlich wahrnehmbaren Dingen beschäftigen, haben vor mehreren andern den Vorteil, daß ihr Gegenstand unerschöpflich bleibt, und daß sie also immer gefaßt sein müssen, sich neuen Beobachtungen anzubequemen. Mag auch das Gewicht von Autoritäten und die Scheu vor eigener Arbeit, sogenannte Schule, zeitweise die Bewegung des Denkens stillstellen, so ist in der Unermüdlichkeit der Sinneswahrnehmung, deren Reiz schwerer versiegt als der des Urteilens, ein Sporn gegeben, der auch das Denken vor längerm Schlaf bewahrt."

Literaturverzeichnis

1. Ampferer, O., Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Z. D. Ö. A. V., XLVI, 1915.
2. Argand, E., Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. Helv. XIV, 1916.
3. Artini, E., Osservazioni mineralogiche sui materiali incontrati da due trivellazioni recentemente eseguite a Milano. Atti Soc. ital. Scienze nat. 1927.
4. Baltzer, A., Glazialgeologisches von der Südseite der Alpen. Mitt. natf. Ges. Bern 1892.
5. Beck, P,. Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. 1. Mitt. natf. Ges. Thun 1926.
6. — Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Ecl. geol. Helv. 26, 1933.
7. Behrmann, W., Morpholog. Formengruppen d. Erosion Z. Ges. Erdk. Berl. 1932.
8. Bistram, A. v., Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. Ber. natf. Ges. Freiburg i. B., 14, 1903/4.
9. Blumer. S., Über Pliocän u. Diluvium im südl. Tessin. Ecl. geol. Helv., IX, 1910.
10. Bodmer, Terrassen und Talstufen der Schweiz. Zürich 1880.
11. Braun, G., Beiträge zur Morphologie des nördlichen Apennin. 1907.
12. Brückner, E., Alte Züge im Landschaftsbild d. Ostalpen. Z. Ges. Erdk. Berl. 1923.
13. Brunner, P., Die Tresa als Abfluß des Lago di Lugano. Mitt. Geogr.-Ethn. Ges. Zürich, XXX, 1929/30.
14. Buxtorf, A., Neue Beobachtungen über die Flußverlegung der Breggia und die Konglomerate von Pontegana (Süd-Tessin). Ecl. geol. Helv. 18, 1923/24.
15. Cadisch, J., Der Bau der Schweizeralpen. Zürich 1925.
16. — Zur Talgeschichte von Davos. Jahresb. natf. Ges. Graubünden, N. F. 64, 1926.
17. — Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Geol. Rdsch. XIX, 1928.
18. Creutzburg, N., Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalp. Formenstudien, Abt. 2, H. 1, Berlin 1921.
19. Diwald, K., Neue Grundlagen der praktischen Analyse der Landschaft. Die Eiszeit, I, 1924.
20. — Richtlinien bei der Landschaftsanalyse. Die Eiszeit II, 1925.
21. Flückiger, O., Pässe und Grenzen. Mitt. Geogr.-Ethn. Ges. Zürich XXVII u. XXVIII, 1928.
22. Frauenfelder, A., Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Ecl. geol. Helv. XIV, 1916.
23. Frei, R., Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 41, 1912.
24. Früh, J., Geographie der Schweiz, I, St. Gallen 1930.
25. Gauß, P., Die Brescianer Voralpen. G. Z. 1928.
26. Heim, A., Der Mechanismus der Gebirgsbildung, Basel 1878.
27. — Die Erosion im Gebiete der Reuß. Jahrb. S. A. C. 1878/79.

28. Heim, A., Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 1906.
29. — Geologie der Schweiz. 1919/21.
30. — Über die Gipfelflur der Alpen. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 1922.
31. — Die Gipfelflur der Alpen. Neujahrsbl. natf. Ges. Zürich 1927.
32. Houten, J. van, Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. Ecl. geol. Helv. 22, 1929.
33. Jaeger, F., Die Exkursion des Genfer Geographenkongresses. G. Z. 1908.
34. Kelterborn, P., Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin). Diss. Basel 1922.
35. Kende, O., Handbuch der geographischen Wissenschaft. 1921.
36. Klebelsberg, R. v., Zur Morphologie der Lessinischen Alpen. Ostalp. Formenstudien III/1, 1921.
37. — Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verh. Geol. B. A., Wien 1922.
38. — Das Antlitz der Alpen. Z. D. Geol. Ges. 77, 1925.
39. Krebs, N., Eine Karte der Reliefenergie Süddeutschlands. P. M. 68, 1922.
40. Kronecker, W., Die Geologie des Albenzagebirges und seiner Vorbergszone, Berlin 1913 (Teildruck: Pliocän).
41. Lautensach, H., Die Übertiefung des Tessingebietes. Geogr. Abh., N. F. H. 1, Berlin 1912.
42. Lavizzari, L., Escursioni nel Canton Ticino. Lugano 1859.
43. Leutelt, R., Die Verschneidung der Terrassen in den Alpentälern (Eckfluren). G. Z. 1929.
44. — Die Gipfelflur der Alpen. Geol. Rdsch. 1929.
45. Leuzinger, P., Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganersee-Val Cuvio. Ecl. geol. Helv. XX, 1926.
46. Löwl, F., Über den Terrassenbau der Alpentäler. P. M. 1882.
47. Ludwig, A., Über die Vorgänge bei der Talbildung. Ecl. geol. Helv. 1912.
48. Machatschek, F., Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. Z. Ges. Erdk. Berlin 1916.
49. — und Staub, W., Morphologische Untersuchungen im Wallis. Ecl. geol. Helv. XX, 1927.
50. — Zur Morphologie der Schweizeralpen. Z. Ges. Erdk. Berlin 1928 (Jubiläumsband).
51. Mariani, E., Ossservazioni geologiche su tre profondi trivellazioni e sul pliocene marino nel sottosuolo di Milano. Atti Soc. ital. d. scienze 1927.
52. Mortillet, G., Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes. Atti Soc. ital. scienze nat. 1861.
53. Moscheles, J., Über Eckfluren und andere Probleme der Talbildung. Geol. Rdsch. XIII, 1922.
54. Neumann, L., Orometrie des Schwarzwaldes. Geogr. Abh. Wien I, 1886.
55. Nußbaum, F., Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. Diss. Bern 1906.
56. — Die Täler der Schweizeralpen. Bern 1910.
57. Obst, E., Grundzüge der physischen Erdkunde v. A. Supan. 7. A. 1930.
58. Omboni, G., Sul terreno erratico di Lombardia. Atti Soc. ital. scienze nat. II, 1860.

59. Omboni, G., I ghiacciaj antichi e il terreno erratico di Lombardia. Atti Soc. ital. scienze nat. III, 1861.
60. Patrini, P., I terrazzi orografici del bacino Verbano. Rend. R. Istit. Lomb., ser. II, vol. XLIV, 1911.
61. — Sulla morfologia dei bacini del Ticino e dell' Oglio. Mem. R. Istit. Lomb. XXI, 1914.
62. Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. 1909.
63. Penck, A., Die Gipfelflur der Alpen. Sitzber. Ak. Berlin XIV, 1919.
64. — Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzber. preuß. Ak. Wiss. Berlin, phys. math. Kl. 1922.
65. — Das Antlitz der Alpen. Die Naturwissenschaften, 12. Jg. 1924.
66. Penck, W., Die morphologische Analyse. Geogr. Abh., 2. R. H. 2, 1924.
67. Peucker, K., Beiträge zur orometrischen Methodenlehre. Diss. Breslau 1890.
68. Pfister, M., Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuß der Alpen mit spezieller Berücksichtigung der miocänen Nagelfluh. Diss. Zürich 1921.
69. Preiswerk, H., Geologische Beschreibung der Lepontischen Alpen. 2. Teil: Oberes Tessin- und Maggiagebiet. Beitr. geol. K. Schweiz, 26, 1918.
70. Raßmuß, H., Zur Geologie der Vall'Adrara. Z. Geol. Ges. 64, 1912.
71. Repossi, E., Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio. Atti Soc. ital. scienze nat. XLI, 1902.
72. Rütimeyer, L., Über Tal- und Seebildung. Basel 1869.
73. Sacco, F., L'anfiteatro del Lago Maggiore. Annali d. R. Ac. d'Agric. d. Torino XXXV, 1892.
74. — Gli anfiteatri morenici del Lago di Como. Annali d. R. Ac. d'Agric. Torino, XXXVI, 1893.
75. Salomon, W., Scheinbare Facettengeschiebe in der Grundmoräne des M. San Salvatore bei Lugano. Ecl. geol. Helv. XL, 1911.
76. — Über zwei altersverschiedene Moränen am M. Brè bei Lugano. Geol. Rdsch. III 1912.
77. Schlüter, O., Ein Beitrag zur Klassifikation der Küstentypen. Z. Ges. Erdk. Berlin 1924.
78. Schmidt, W., Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. Jb. geol. B. A. Wien 1923.
79. Senn, A., Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. Ecl. geol. Helv. XVIII, 1924.
80. Sölch, J., Studien über Gebirgspässe. Forsch. d. Landes- u. Volksk. XVII, 1908.
81. — Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. Forsch. d. Landes- u. Volksk. XXI, 1917.
82. — Eine Frage der Talbildung. Penck-Festbd. 1918.
83. — Betrachtungen über Ungleichseitigkeit der Einzugsgebiete und der Talquerschnitte. P. M. 1918.
84. — Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geografiska Annaler, Stockholm 1922.
85. — Neue Ausblicke und Arbeiten der Glazialforschung in den Deutschen Alpen. Z. Ges. Erdk. Berlin 1923.
86. — Zur Glazialmorphologie des südlichen Schwarzwaldes. P. M. 1932.
87. Spreafico, Negri e Stoppani, Geol. Karte d. Schweiz 1 : 100.000, Blatt XXIV, 1876.

88. Staff, H. v., Zur Morphologie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. Z. D. Geol. Ges. 64, 1912.
89. Staub, R., Bau und Antlitz der Alpen. Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 52, 1924.
90. Taramelli, T., Il canton Ticino meridionale ed i paese finitimi. Beitr. geo. K. Schweiz, XVII, 1880.
91. — Note geologiche sul bacino idrografico del fiume Ticino. Boll. Soc. geol. ital., 3/4, 1884/5.
92. — I tre laghi. Mit Karte, Milano 1903.
93. Valkenburg, S. van, Beiträge zur Frage der präglazialen Oberflächengestalt der Schweizer Alpen. Diss. Zürich 1918.
94. Wilmer, F., Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Addagletschers. Mitt. natf. Ges. Bern 1904.
95. Winkler, A., Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzber. Ak. Wiss. math. natw. Kl., I. Abt., 132, Wien 1934.
96. — Das jüngere Entwicklungsbild der Ostalpen. Z. Ges. Erdk. Berlin 1926.

Nachträge:

97. Annaheim, H., Flußwerk im Sottoceneri. Boll. Soc. ticinese scienze nat. Erscheint 1936.
98. Böhler, J., Morphologie der südlichen Eifel. Rhein-Mainische Forsch. H. 11, 1934.
99. Schnell, E., Die Bedeutung der Ausraummessung für die Geochronologie. Diss. Frankfurt 1934.

Register

I. Sachregister

Abstandstypik 63
Addagletscher 23 ff., 32 ff., 129, 132 ff., 138
Albonago-System 95
Alpenrücksenkung 128
Alter der Systeme 91, 95—101
Arbostora-System 70, 101, 103 f., 113, 117

Barro-System 78, 82, 85 ff., 101, 109, 113
Böschungswinkel 42 ff., 58, 65, 70, 91, 112

Dossi-System 90 f., 104 f.

Ecke 61, 74
Endmoränen 20 ff.
Erratikum 14 ff., 19 ff., 29 ff., 78, 82, 87, 130

Firnkämme 15, 137
Flachleisten 39, 54, 77
Flachstrecke 48, 53 f., 81
Flußablenkungen 22 f., 64 f., 72, 80, 84, 86, 88, 115—18

Gipfelflur 65, 105 ff.
Gletscherdiffluenzen 24, 129 ff.
Gletschererosion 75, 77, 85, 89, 99 f., 125—37
Gletscherschliffe 16, 73, 87
Gletscherzungen 14, 21, 23, 25, 27 ff.

Hanggestaltung 38 ff., 41 ff., 77, 112, 125

Inselberge 76, 137

Jungpliocäne Systeme 110

Krustenbewegungen 12, 72, 102 f., 108 f., 114, 120 f., 138

Leistenverbreitung 69, 131 f.
Leitsystem 40

Mittelgebirgslandschaft 58 f., 65, 70, 91 f., 101 ff., 112
Mündungssteile, -stufe 73, 75, 82 88, 99 f., 113, 128

Orometrische Werte 57, 70, 91

Prämittelpliocäne Erosionsbasis 96 ff.
Pura-System 74 ff., 88—101, 109 ff.

Quertäler 13, 27

Rückschneidungskoeffizient 62
Rückzugsstadien 31 ff.

Schluchtbildungen 64, 75, 83, 99
Schrägleisten 40, 54, 77
Staubildungen 29 f., 92, 139
Steile 46 f., 53, 131
  Normalsteile 68
  Konkavkonvex-Steile 68, 111
  Sammelsteile 48, 73, 83, 111
Steilenrückwanderung 62, 83, 88, 104, 109 ff., 138 f.
Strunkpaß 78, 80

Systeme (Eintiefungseinheiten) 36, 54 f., 56 ff., 77, 124
Systemgefälle 50, 52, 58, 60, 80 f., 84, 118 ff.

Talboden 56, 60
Talkante 123
Talquerschnitt 53, 84, 90, 114, 124, 127
Taltreppe 46—56, 66 ff., 79 f., 87, 108 f., 125
Tessingletscher 15, 24 ff., 31 ff., 135 ff.
Trog 99, 134 f.

Zwischeneiszeiten 30, 138

II. Ortsnamenregister

Aranno 80
Arbostora, M. 14, 70, 108, 113
Arcisate 21, 31, 33 f., 91
Arosio 24, 76
Astano 85

Balerna 25, 96 ff.
Bar, M. 17, 36, 56, 77
Barro 76, 84, 109
Bartolomeo, S. 31 ff.
Bernardo, S. 63, 113
Besano 34, 127, 136
Bidogno 41
Bigorio, M. 36
Biogno 113
Bissone 133
Boglia, M. 14, 20, 25, 106
Bogno 41
Bosco 78, 109
Bregagno, M. 15
Breggia 30, 90 f., 122, 138
Brenno 71, 94, 108 f.
Brusata (Tresatal) 30, 34, 88
Brusimpiano 25 f., 88, 131
Brusino-Arsizio 132

Cademario 25
Calprino 30
Camignolo 75, 100
Campione 132
Canobbio 30, 33, 139
Cantone 31, 33 f.
Capolago 19, 32 f., 89, 111, 127, 131
Capriasca, V. 30, 61—64, 72, 93, 110
Carona 69, 132
Caslano, M. 78, 84 f., 109, 137
Cassarate, V., Ur-Cassarate-Tal 23, 25 f., 33, 63 f., 69—72, 90, 93, 108, 111 f., 115, 131
Cassone 115
Caval Drossa, M. 16 f., 36, 56
Cavalizza (Tedesco) 19, 71
Ceneri, M., 12, 16, 22, 73 ff., 131, 133
Cervello 19, 24, 76 f., 108
Colla, V. di 13, 24, 30, 35—60, 62, 70, 91, 93, 101, 104 ff., 110
Collina d'Oro 26, 84, 89, 113
Cuasso al Monte 31, 70, 98
Cureggia 109
Cusello 24, 73, 100, 111
Cuvio, V. 26, 29, 78, 93 f.

Denti della Vecchia 14, 37
Dino 63
Dossi 90 f.
Dumenza 85 f.

Elia, M. S. 19, 108

Figino, V. di 13, 30, 34, 89, 93, 111
Fojorina, Cime di 37
Fornasette (Tresatal) 34, 87, 101
Franscinone 63 f., 115

Gaggiolo 111
Ganna, V. 29
Garzirola, M. 15, 36 f., 41, 56, 58, 101 f.
Generoso, M. 12, 65, 90, 101 f., 105 f.
Giorgio, M. S. 12, 19, 27
Gola di Lago 17, 36, 61
Grumello, M. 19, 108

Insone 17, 38
Intelvi, V. d' 18, 23, 28, 30, 35, 64 ff., 103, 115
Isone, V. d' 13, 22, 30, 72 ff., 84, 93, 99 ff., 110

Lanzo d'Intelvi 18, 64 f.
Lemakette 18, 79
Lisora 85, 88, 100
Longhirolo 31
Luganersee 12, 87, 127—37
Lugano 12, 25, 28 f., 31, 33 f.
Luino 26, 28, 101
Lucio, S. 37, 56

Magliasina 78, 82, 85 f., 100, 115
Magliasina, V. 13, 79—84, 93
Malcantone 24, 26, 79 ff.
Mara, V., Ur-Mara-Tal 13, 23, 25 f., 65, 89 f., 100, 115, 133
Marchirolo 23, 78, 109
Maroggia 23, 89 f.
Marzo, M. 17
Massagno 31
Mattor dei Falchi 37 f., 40, 46, 56, 60
Medeglia, Cima di 16 f., 22, 72 f.
Melide 25, 31, 34
Mendrisiotto 19, 23, 26, 29 f., 31, 89, 93
Meride 33, 98
Morcote 25, 32, 88, 110
Mugera, V. 17, 25
Muggio, V. di 25 f., 28 f., 90 ff., 104 f., 111

Noranco 30
Novaggio 80

Origlio 31, 33 f., 84, 115
Osnago 41
Osteno, V. d' 24, 64 ff., 100

Paragna, Rovraccio 37, 61, 108
Pevereggia 22, 85 ff.
Piambello, M. 14, 17, 19 f., 25, 70, 77, 108
Piandera 40
Ponna, V. di 24
Pontegana 91, 122
Ponte Tresa 23, 25 f., 29, 78, 86 f., 89, 137
Porlezza, V., Seearm 13, 16, 18, 22 ff., 28, 64, 68, 111, 131, 133
Porto Ceresio 19, 25 f., 32 f., 71, 110
Pravello, M., Orsa, M. 19, 28
Pura 78, 100

Rocco, S. 33, 63, 113

Salvatore, M. S. 14, 18, 69, 136 f.
Scareglia 41 f., 108
Serpiano 19, 25
Sessa 85, 87
Settalone 37
Sighignola, M. La 19, 69, 106
Signora 41 f., 108
Solda, V. 14, 18, 22, 25, 30, 64, 66 ff., 100, 115 f.
Stabio 21

Tamaro, M. 15, 73, 84, 101
Trallo 14, 88 f., 100, 111
Tresa, Ur-Tresa 22, 34, 87, 93
Tresatal 13, 16 f., 24, 30, 32, 93

Useria, M. 19, 137

Vedeggio, Ur-Vedeggio 13, 22, 27, 74 f., 84 f., 87 ff., 93, 115, 126
Vezia 31

Curriculum vitae

Am 10. Juli 1903 wurde ich, Hans Annaheim, Bürger von Basel, Olten und Lostorf, als Sohn des Hans Annaheim, pens. Lokomotivführers, und seiner Ehefrau Lisa, geb. von Arx, wohnhaft in Neu-Münchenstein, in Basel geboren. Ich besuchte die Schulen meiner Vaterstadt und wurde im Herbst des Jahres 1922 mit dem Reifezeugnis naturwissenschaftlich-mathematischer Richtung von der ehemaligen Obern Realschule entlassen. Seit Herbst 1922 an der Universität Basel immatrikuliert, besuchte ich die Vorlesungen und Übungen der Herren Dozenten

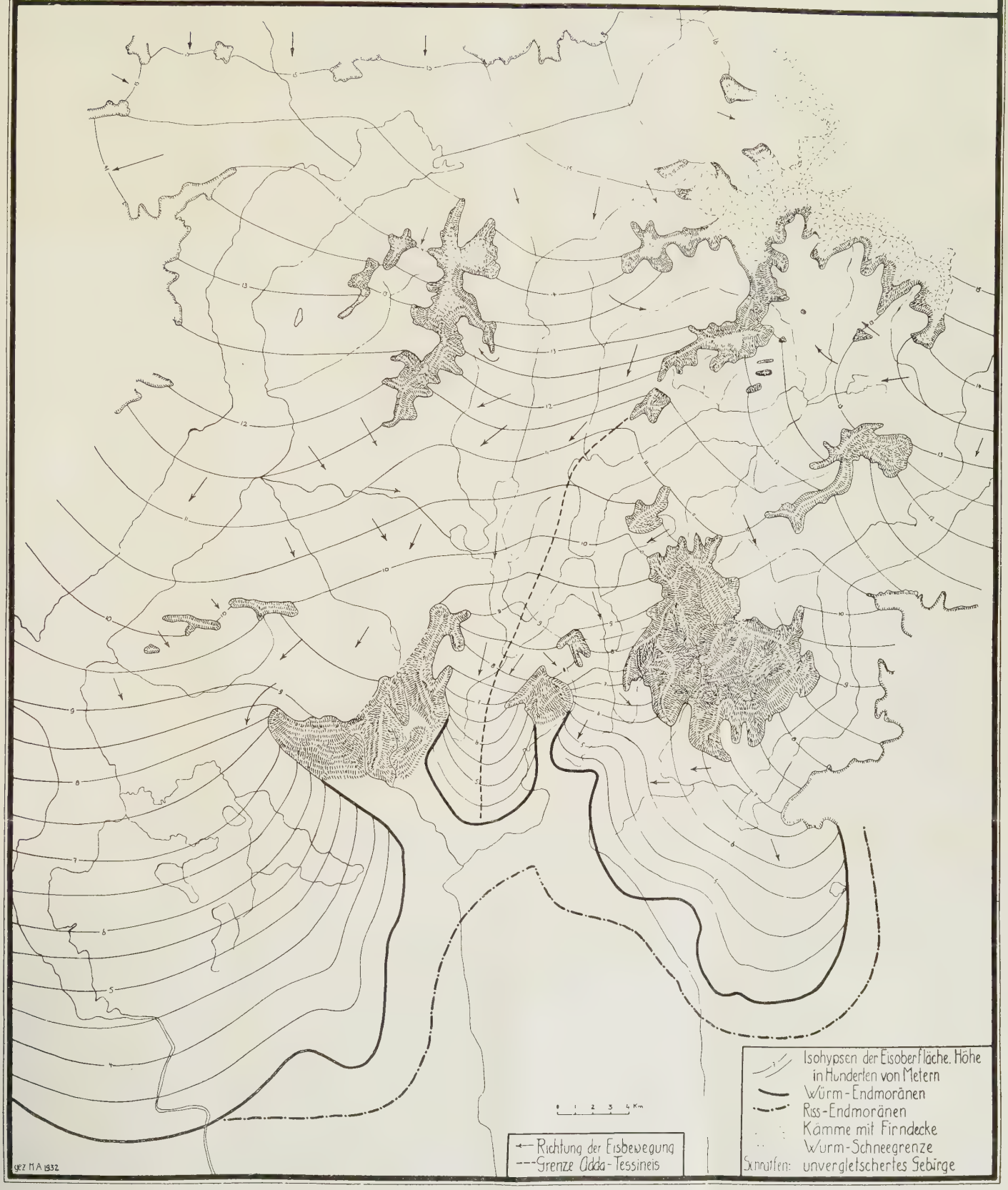
(phil. II) Buxtorf, Flatt, Hagenbach, Handschin, Hassinger, Hunziker, Jaeger, Mohrmann, Preiswerk, Rupe, Schmidt, Senn, Speiser, Vischer, Vosseler, Zschokke;

(phil. I) Bächtold, Dürr, Häberlin, Hoffmann, Merian, Michels, Nef, Salin, Steiner, Zinkernagel.

Die Dissertation ist unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. Fritz Jaeger entstanden.

Im Mai 1927 bestand ich die Prüfung für Lehramtskandidaten für die mittlere Schulstufe in den Fächern Geographie, Geschichte und Deutsch. Seit 1931 amte ich als Lehrer an der Knabensekundarschule in Basel.

Karte der letzten hocheiszeitlichen Vergletscherung des Luganerseegebietes



Karte zur Formanalyse des Luganerseegebietes

Barro
Vedeggio
Cassarate
Lugano
Collonago
Porlezz
Tresa
Pura
Magliasina
Ponte Tresa
Melide
Arbostora
Maroa
Capolago
Val Ganna
Brenno

Systemreste mit Bezeichnung
ausgezogen: unterer Rand der Leiste oder Flachstrecke
punktiert: Reste fehlen hier
präglaziale Eintiefungseinheit

ehemalige Entwässerungsrichtungen
Endmoränen
vermutlich verschüttete Wälle

M Würmmaximum
1 S. Piertro-Stadium
2 Cantone-Stadium
3 Melide-Stadium

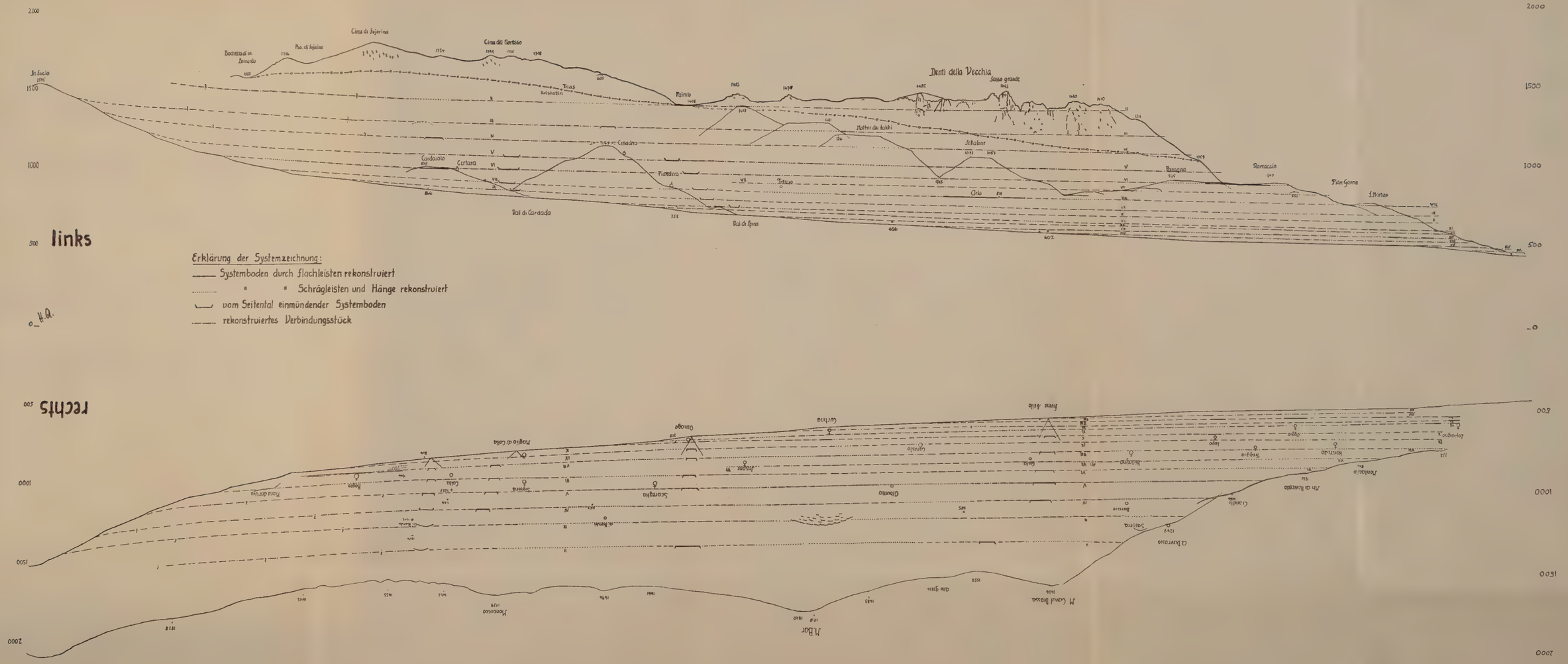
Delta-Aufschüttungen
Grenze des Untersuchungsgebie

Masstab 1 : 50 000

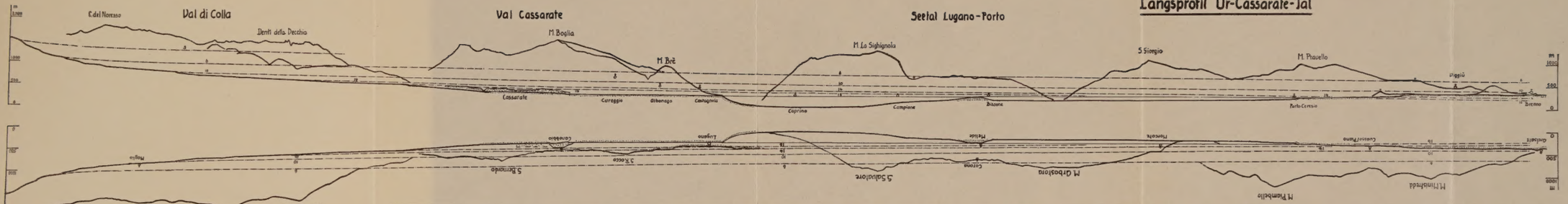
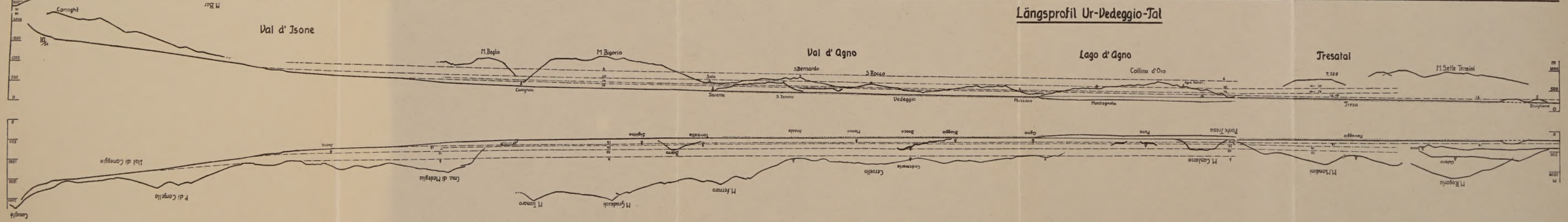
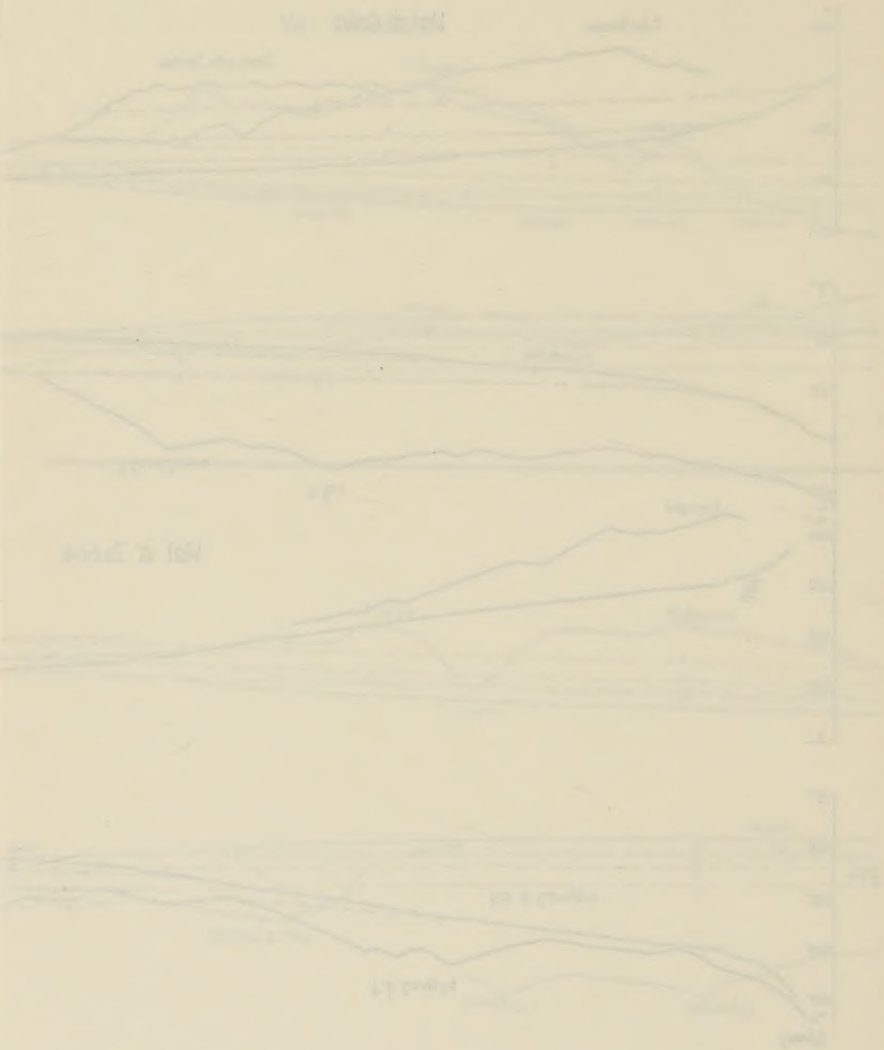
willigung der Schweiz. Landestopographie v. 21. VI. 35

Geographische Abhandlungen, III. Reihe, Heft 8, Verlag J. Engelhorns Nachf. Stuttgart

Val di Colla Längsprofil



Längsprofil Ur-Cassarate-Tal



Längsprofil Ur-Vedeggio-Tal